

4.3 - GEOLOGÍA

Las Sierras Pampeanas de Córdoba constituyen la entidad orográfica más oriental de las Sierras Pampeanas. Están constituidas por varios cordones de orientación N-S que se extienden por aproximadamente 500 km desde los 29° hasta los 33° 30' de latitud sur. En ellas se distinguen tres grandes unidades orográficas que de este a oeste se denominan: Sierra Norte-Sierra Chica- Sierra de las Peñas; Sierra Grande-Sierra de Comechingones; y finalmente la Sierra de Pocho.

4.3.1 - Estratigrafía

Las Sierras de Córdoba están integradas esencialmente por un basamento plutónico-metamórfico compuesto en su mayor parte por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, posteriormente intruidas en el Paleozoico inferior por batolitos graníticos (Batolito de Achala).

Las formaciones sedimentarias del Paleozoico superior constituyen relictos aislados de escasa significación areal y reducido espesor. Mayor difusión y potencia tienen los estratos rojos, a menudo asociados con vulcanitas de edad cretácica inferior.

Las formaciones terciarias comprenden: depósitos detríticos continentales de poca difusión y espesor, generalmente rellenando bolsones; vulcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos asociados.

Los depósitos pleistocenos (Cuaternario) tienen escaso desarrollo en el ambiente serrano y sólo adquieren importancia en los valles longitudinales o transversales mayores. El vulcanismo cuaternario está representado en el extremo sur de las Sierras de Córdoba por afloramientos basálticos (Gordillo y Lencinas, 1979).

4.3.2 - Estructura

Las Sierras Pampeanas de Córdoba, al igual que el resto de las Sierras Pampeanas, son un conjunto de cordones de rumbo submeridiano que corresponden a bloques de falla de carácter compresivo, separados por valles tectónicos longitudinales. El basculamiento de los bloques mayores hacia el este, produjo una morfología asimétrica del sistema serrano, con un faldeo occidental de pendiente muy abrupta (abrupto o escarpe de falla), y el faldeo oriental tendido (espaldón tendido del bloque), que se desarrolla con una pendiente más suave hacia el este (Gordillo y Lencinas, 1979).

La estructura del basamento cristalino de las Sierras de Córdoba es el resultado de la sobreimpresión de eventos metamórficos y dinámicos cuyas principales fases de deformación se desarrollaron durante los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, Achaliano y Andino.

El estilo de la deformación de cada uno de los ciclos originó un complejo diseño de elementos estructurales expuestos en el sector serrano, que son más o menos sincrónicos con los principales episodios dinamo-térmicos ocurridos y que se pueden encasillar en tres grandes

grupos: Estilo Estructural Precámbrico, Estilo Estructural Paleozoico -ambos desarrollados durante los ciclos Pampeano, Famatiniano y Achaliano-, y Estilo Estructural Terciario, desarrollado durante el ciclo Andino (Gaido et al., 2005).

El mayor control en el levantamiento de las Sierras Pampeanas, lo ejercieron las anisotropías de zonas de debilidad previas, como fallas normales, suturas y otras discontinuidades; las que fueron aumentadas por el incremento del flujo térmico (Ramos et al., 2002).

El levantamiento de las Sierras de Córdoba fue afectado por dos mega-estructuras previas: la sutura regional entre el terreno cratónico de Pampia y el catón del Río de la Plata, delineada por Kramer et al. (1995, en Ramos et al., 2002) al oeste de las Sierras de Córdoba y que coincide con la falla andina del cenozoico; y un sistema de rift mesozoico que habría afectado según Ramos (2000, en Ramos et al., 2002), la zona donde se levanta la Sierra Chica.

El ascenso de los bloques esta relacionado a la migración y expansión de la actividad magmática del arco andino en el antepaís. La relación muestra un tiempo de residencia de 4 a 2.6 Ma. entre la actividad magmática y la falla que levanta el bloque de basamento. El debilitamiento termal de la corteza, asociado con la migración hacia el este del arco magmático, elevó la superficie frágil-dúctil (nivel de despegue) llevando así al levantamiento del basamento (tectónica de piel gruesa) de las Sierras Pampeanas. El levantamiento y la deformación en las Sierras Pampeanas de este modo sigue claramente la propagación hacia el este del arco magmático; esta relación implica que el levantamiento y deformación estén mas probablemente relacionados a debilitamiento térmico y a la anisotropía de la corteza que a las fluctuaciones del esfuerzo compresivo horizontal (Ramos et al., 2002).

La relación entre la migración del arco magmático con el antepaís; el incremento del flujo de calor asociado y el desarrollo de las transiciones frágil-dúctil dentro de la corteza, parecen controlar el tiempo y ubicación del levantamiento de las Sierras Pampeanas. De este modo el diacronismo (distintos tiempos) del levantamiento local puede ser explicado mejor por estos factores que por las variaciones de esfuerzo inducidas por los cambios en las condiciones de los límites de placas (Ramos et al., 2002).

El conjunto rocoso se encuentra complejamente deformado, reconociéndose varias fases de plegamiento. Una fase de deformación, esencialmente postmetamórfica, produjo la foliación principal penetrativa (Bonalmi et al., 1999 en Gaido et al., 2005).

4.3.3 - Materiales de Superficie. Litología, cubiertas residuales y suelos asociados, en la Cuenca del río San Antonio

La naturaleza, características y distribución de los tipos litológicos y las cubiertas detríticas derivadas de su meteorización, como así también los suelos evolucionados a partir de los materiales sedimentarios, inciden en la magnitud y particularidades de las crecientes repentinas, fundamentalmente por el grado de permeabilidad y erodabilidad que presentan las vertientes (Barbeito y Ambrosino, 1999).

4.3.3.1 - Litología

En su mayor extensión la cuenca se compone por un basamento cristalino metamórfico-plutónico de edad precámbrica a eopaleozoica respectivamente, que alterna con materiales modernos de carácter fluviotorrencial (Pleistoceno) y sedimentos aluvionales que rellenan las depresiones (Holoceno). Las rocas cristalinas ocupan el 82.83% de la superficie total de la cuenca, correspondiendo un 40.46% a rocas metamórficas y un 42.37% a rocas ígneas.

El complejo metamórfico de edad precámbrica, ocupa una extensión aproximada de 208.62 km² en las altitudes medias y bajas de la cuenca. La roca dominante es un gneis masivo poco esquistoso, tonalítico-biotítico (gneis común según Pastore, 1932), metamorfita mas abundante y típica de las Sierras de Córdoba. Se presenta poco a muy poco esquistoso, de textura granoblástica y colores grises oscuros o claros dependiendo de sus componentes minerales (en especial la biotita); esta constituido esencialmente por oligoclasa, cuarzo y biotita (Gordillo y Lencinas, 1979).

Dentro del gneis regional, en la baja cuenca, se encuentra en menor proporción una metatexita que se corresponde con la unidad Anatexita Sierra Chica de Bonalumi et al. (1998, en Gaido et al., 2005). Se trata de una metatexita granatífera cordierítica que constituye afloramientos abochados, tenaces y de tonalidades grisáceas que se interdigitan con los gneises que las circundan, generando contactos transicionales. Presenta una estructura estromatítica bien desarrollada que localmente tiende a adquirir un aspecto nebulítico macizo, como ocurre en el Barrio El Canal y alrededores de Las Jarillas. El leucosoma (60%), esta compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, sillimanita, ± biotita y apatita; con textura granoblástica a porfiroblástica. El melanosoma (40 %), de textura lepidoblástica, está formado esencialmente por biotita, granate, cuarzo, circón y ± cordierita (Gaido et al., 2005).

En la ladera occidental del Cordón de la Sierra Chica, el gneis poco esquistoso dominante cambia a variedades estructuralmente más definidas y esquistosidad marcada; pero en áreas reducidas el material presenta colores mas claros que el resto del complejo, variando entre gris y verdoso. Los componentes minerales, principalmente los feldespatos, se hallan con frecuencia manchados de óxido de hierro. Las escasas plagioclasas están en gran parte destruidas por alteración, al igual que la biotita, tanto en forma parcial como total. La descomposición se encuentra notablemente favorecida por la distribución de los componentes minerales en bandas diferentes, lo que produce una marcada partición sub-paralela que conjuntamente con la marcada esquistosidad que promueve la infiltración, facilita los procesos de hidrólisis. Alternan con el gneis masivo y esquistoso, calizas cristalinas y bancos de anfibolitas, que por su reducida extensión y la ausencia de rasgos significativos determinantes de su grado de permeabilidad, no fueron delimitadas en el mapeo.

Completando el cuadro geológico, todo el complejo metamórfico se presenta invariablemente inyectado por las intrusiones ígneas post-metamórficas de tipo pegmatítico y aplítico. Este hecho se traduce morfológicamente sobre las cumbres de la Sierra Chica, a través de crestones muy aislados producto de una mayor resistencia de la roca al desgaste erosivo (Barbeito y Ambrosino, 1999).

Por su parte las rocas ígneas, están representadas por una intrusión ígnea granítica postmetamórfica con dimensiones de batolito (Batolito de Achala), que ocupa casi la totalidad de

la mitad occidental de la cuenca, abarcando una extensión de 218.5. km² (42.37% de área total de la cuenca). La roca se trata de un granito microclínico-biotítico de textura gruesa, con variaciones locales de grano más fino (Gordillo y Lencinas, 1979). Los componentes mineralógicos principales son: cuarzo en abundante cantidad, feldespato potásico (microclino), biotita en forma de láminas pardo a pardo verdosas, muscovita y plagioclasa (Gaido et al., 2005).

El material granítico, con frecuencia se encuentra intruido por filones ígneos posteriores a la intrusión principal. Estos, son de carácter pegmatítico y aplítico y de espesores que varían de pocos centímetros a algunos metros; mineralógicamente están constituidos por feldespato potásico, muscovita y cuarzo, distinguidos de la roca circundante por su coloración clara blanquecina o rosada y morfológicamente por crestones sobresalientes producto de la erosión diferencial (Barbeito y Ambrosino, 1999).

Por último, los materiales de origen sedimentario se extienden por 88.45 km² (17,15% del área total de la cuenca), ocupando la depresión longitudinal del Valle de Punilla asociados a materiales fluviotorrenciales de piedemonte y aluviones aportados por las principales corrientes de agua; y coronando las altiplanicies de Achala y San Mateo formando cubiertas de carácter limo-loésico de espesores variables. Cabe aclarar que la cubierta sedimentaria de las pampas de altura es irregular ya que aflora alternadamente la roca granítica de basamento, por lo que el área cubierta por estos sedimentos es aproximada.

4.3.3.2 - Cubiertas residuales y suelos

Las particularidades mineralógicas, texturales y estructurales de las rocas cristalinas graníticas y gnéisicas, tienen participación directa en las características que adoptan las cubiertas de suelos residuales derivados de su destrucción y alteración.

En las **vertientes graníticas** los suelos son superficiales humíferos, ácidos con perfiles tipo A-C. El horizonte superficial es de color negro (20 cm), bien aireado y permeable, de poca cohesión y un contenido en materia orgánica variable entre 4% y 5% que se asienta sobre un pseudohorizonte inferior de color pardo claro y textura franco arenosa derivado de la alteración del sustrato rocoso. El elevado porcentaje de materia orgánica en los horizontes superficiales, **responde a la baja temperatura reinante en alta montaña**, que reduce notablemente la población de los organismos del suelo involucrados en la descomposición de los residuos vegetales y además la velocidad de descomposición química. La cobertura de suelos con respecto a la roca desnuda es discontinua, alternando con valores de rocosidad superiores al 70% en sectores de relieve enérgico, 50% en relieves accidentados y de 30% y 40% en relieves medios. (Figura 4.3.1).



Figura 4.3.1. Suelos en el escarpe de Los Gigantes, acumulados en los bajos donde la menor pendiente lo permite. Pastizal asociado al suelo, alternando con roca desnuda. Ausencia total de árboles y arbustos.

A diferencia de la anterior, en las **vertientes gnéissicas** en respuesta al mayor contenido de minerales alterables (plagioclasa) y la disminución de la masividad del material (esquistosidad), que facilita en mayor grado la alteración por hidrólisis (efecto del agua y atmósfera), la cubierta de suelos residuales se presenta continua en las vertientes, sólo interrumpida por afloramientos aislados de roca desnuda que no sobrepasa el 30%. Los perfiles son superficiales a muy superficiales dependientes de la energía del relieve, de texturas franco a franco arenosas, sueltos con un grado de estructura débil, no plástico con un contenido en materia orgánica que no supera el 2%.

En lo que respecta a los suelos evolucionados a partir de los materiales sedimentarios:

Los suelos desarrollados a partir de las cubiertas limoloésicas que cubren las altiplanicies, presentan un buen grado de evolución. El perfil tipo es profundo, con un horizonte superficial de 25 cm. de color pardo, textura franco limosa y estructura en bloques con un porcentaje en materia orgánica entre 3% y 4%, horizonte iluvial y menos de 1% en carbonatos. (Figura 4.3.2).



Figura 4.3.2. Perfil de suelo en la altiplanicie de Achala. El desarrollo de suelo se produce en pequeños bolsones formados entre los afloramientos de roca desnuda.

Por su parte los suelos evolucionados sobre los materiales fluvio-torrenciales del piedemonte de la Sierra Chica, a partir de detritos de granulometría fina y conglomerados, presentan perfiles de marcada azonalidad del tipo AC, con horizonte calcáreo en profundidad y un porcentaje en materia orgánica que no supera el 1%. Los suelos aluviales con desarrollo más significativo en el Valle de Punilla asociados al aporte de los colectores principales del sistema fluvial, se caracterizan por perfiles profundos sin diferenciación, texturas gruesas y 2% a 3% de materia orgánica.

4.3.4 - Rasgos estructurales principales en la Cuenca del río San Antonio

Es el ciclo Andino, que marcó el estilo estructural terciario, es el que mayor injerencia tiene en la actual estructura y conformación tectónica de la Cuenca. Durante este período se produjo el alzamiento de los principales cordones serranos generando un diseño de bloques inclinados limitados por fallas longitudinales que producen importantes rechazos. La deformación terciaria continuó con menor intensidad durante el Pleistoceno, existiendo en el área evidencias de actividad neotectónica.

Se describen a continuación las principales fallas de gran expresión morfológica en el contexto de la cuenca, que de este a oeste son (Gaido et al., 2005):

Falla inversa Sierra Chica:

Es una estructura regional de carácter inverso que posee un plano buzante al este con valores que oscilan entre 30° y 60°; tiene una longitud aproximada de 280 km en sentido N-S, y margina el flanco occidental de la sierra homónima. La falla ha sido descrita como un sobrecorrimiento de basamento ígneo-metamórfico sobre sedimentos de edad cenozoica.

Dentro del ámbito de la cuenca se extiende desde Carlos Paz hacia el sur, con rumbo NE-SO hasta proximidades de la localidad de Las Jarillas donde se produce una inflexión que le otorga una dirección N-S. El bloque superior de la falla alcanza altitudes que no sobrepasan los

1200 m.s.n.m., generando un relieve relativo respecto del bloque inferior del orden de los 400 metros a la latitud del Observatorio de Bosque Alegre.

Falla El Matadero:

Se encuentra ubicada en la ladera nororiental de la Sierra Grande, dentro del ámbito granítico. Es una estructura de carácter inverso con plano buzante al oeste y rumbo meridional a submeridional. La Falla El Matadero posiblemente constituya la prolongación septentrional de la Falla inversa Copina, tal como se manifiesta en la cartografía. (MAPA 2).

Falla inversa Copina:

Está ubicada al este de la falla inversa Los Gigantes, en la ladera sudoriental de la Sierra Grande. Tiene un rumbo general N-S. El plano de falla posee un buzamiento hacia el oeste y bloque hundido al este.

Falla inversa Los Gigantes:

Está ubicada al pie oriental de la Sierra Grande. Es una falla regional de rumbo general NO-SE, con bloque elevado al oeste, un plano buzante hacia el mismo sentido, produciendo la elevación del bloque de la Sierra Grande a manera de pilar tectónico.

La morfología de la falla es ligeramente curva y genera un resalto relativo al bloque inferior de aproximadamente 500 m.

Falla Las Pampillas:

Se ubica al oeste de la falla Los Gigantes en el borde sur de la cuenca y tiene una menor expresión morfoestructural. Posee un rumbo general NE-SO y bloque oriental hundido.

El escalón más elevado de la Sierra Grande corresponde a la Pampa de Achala, la cual constituye una extensa altiplanicie remanente.

Lineamiento Icho Cruz:

Es una estructura morfogenética de características regionales que posee una importante expresión morfológica y afecta tanto al basamento cristalino metamórfico como al batolito de Achala. Tiene un rumbo general N70° y se extiende desde el pie de la Sierra Chica en cercanías de Carlos Paz, hasta el extremo suroccidental de la cuenca, dirigiéndose hacia el Valle de San Alberto.

Algunos elementos geográficos muestran cierto paralelismo con el Lineamiento Icho Cruz; se pueden mencionar los arroyos De las Mulas, Grande, El Infiernillo; los ríos Icho Cruz, Yuspe, Chorrillos y La Hornilla; y fracturas menores dentro del batolito de Achala.

4.3.5 - Análisis de permeabilidad y erodabilidad de las vertientes

En cuanto a la permeabilidad de las rocas que componen la cuenca, determinante de los caudales de escorrentía que deriva de las vertientes, las rocas cristalinas tanto de origen metamórfico como ígneo constituyen los materiales de mas baja permeabilidad; siendo esta permeabilidad de carácter secundario, sólo regida por la frecuencia de fallas, fracturas y diaclasas favorecida por la rigidez del material. De ambos tipos de materiales, las rocas graníticas por la masividad del material (sin esquistosidad), la débil y discontinua capa de suelos residuales que soportan y los elevados porcentajes de roca desnuda, son las menos permeables y las más proclives al escurrimiento excesivo; a diferencia de las rocas gnéissicas menos masivas (mayores planos de debilidad por donde pueden atacar los agentes erosivos, y disgregarla con mas facilidad) en donde la cubierta de suelos es mas continua y disminuye la rocosidad.

Por el contrario, los materiales de origen sedimentario son los más permeables, con diferencias que responden a las texturas de los suelos, aumentando la permeabilidad con las texturas gruesas.

Frente a la erosión derivada de la acción del escurrimiento superficial, las vertientes graníticas presentan mayor estabilidad debido a la resistencia de la roca, las texturas algo más gruesas y el mayor contenido en materia orgánica, con respecto a las vertientes de rocas gnéissicas; pero es significativo el aporte a los cursos de agua de detritos (arenas, gravas y bloques) derivados de la destrucción mecánica directa.

En lo que se refiere a los materiales sedimentarios, la acción del escurrimiento superficial genera procesos de erosión hídrica cuya intensidad depende de la naturaleza de los suelos y la inclinación de las pendientes; siendo mas severos en orden decreciente en los materiales fluviotorrenciales de piedemonte y las cubiertas limoloéssicas por su carácter más friable, con respecto a los suelos aluviales.

En todos los casos independientemente del factor litológico, edáfico y el relieve, la erodabilidad de las vertientes depende de la fisonomía, densidad y alteración de la cubierta de vegetación natural.