
Boletín de Estudios Geográficos

ROSIER OMAR BARRERA

BOSQUEJO GEOMORFOLOGICO DEL VALLE DE TUPUNGATO *

EL PAISAJE

El Valle de Tupungato se presenta como una especie de anfiteatro encerrado hacia el W por la Cordillera del Plata y parte de la Cordillera del Portillo, las que pertenecen al sistema frontal del complejo montañoso andino. Un vasto piedemonte se desarrolla inmediatamente al E, con pendientes pronunciadas, acusando, en algunos sectores, dos niveles más o menos definidos. Este piedemonte se halla interrumpido, al N de nuestra área, por las serranías de Tupungato, un conjunto de areniscas blandas y aluviones antiguos, cuya topografía de "bad-lands" la diferencia netamente, además de la mayor altura relativa, de la inclinada planicie pedemontana. Remanentes de estas serranías aparecen hacia el W y SW de la villa de Tupungato (Lomas del Jaboncillo y Lomas del Peral), semiocultas por los rodados del piedemonte. Finalmente una planicie aluvional de materiales modernos, ocupa la depresión sobre la cual se diluye este amplio piedemonte. El contacto entre ambas unidades geomorfológicas es, en partes, imperceptible y casi sin solución de continuidad, como sucede en el sector S; hacia el N, en cambio, éste se separa en forma abrupta por un escalón de falla.

Todo este conjunto, mal llamado valle en consecuencia, forma parte de una gran depresión longitudinal paralela a la montaña, a la que Polanski denominó Depresión de los Huarpes, señalada comunmente como Valle de Uco o Valle del Tunuyán Medio. Tupungato constituye el apéndice

* Este trabajo fue elaborado en 1968 con el fin de completar el análisis geomorfológico de un estudio geográfico regional de Tupungato, llevado a cabo por los alumnos de 5º año del Departamento de Geografía; en 1969 fue presentado a las V Jornadas Geológicas, realizadas por la Asociación Geológica Argentina. Tiene carácter de preliminar y, como tal, me abstuve de consultar más bibliografía que la estrictamente elemental a fin de no manejarme con ideas preconcebidas que pudiesen distorsionar lo que, a mi juicio, constituía la realidad geomorfológica. Agradezco al Prof. H. Enjalbert por la deferencia que tuvo de acompañarme, en oportunidad de su último viaje a Mendoza, para cambiar ideas sobre el terreno y al Dr. A. Regairaz por las consultas efectuadas.

NW de esta depresión en la que, las serranías del mismo nombre, impiden el contacto con la precordillera y depresión de Potrerillos. Hacia el naciente, las Huayquerías se interponen entre ésta y la llanura de la travesía.



Fot. Nº 1 – Vista panorámica del piedemonte de Tupungato. 1er. plano: cono de deyección del Arroyo Pereyra y glacis local de la serranía; 2º plano: a la izquierda, la depresión y el contacto con el glacis inferior, a la derecha las serranías (Lomas del Totoral); 3er. plano: glacis inferior y remanentes del glacis superior; al fondo: cordillera frontal, Cerro Tupungato (a la izq. cordón del límite) y Cerro El Plata (derecha).

LOS MATERIALES Y LAS ESTRUCTURAS

Dos grandes estructuras primitivas, a partir de las cuales se desarrolla la evolución del relieve, configuran los elementos axiales del conjunto: la montaña y la depresión. Con los materiales provenientes de de la primera, aparece una tercera estructura de areniscas plegadas y aluviones antiguos igualmente afectados por la tectónica.

a) *La cordillera frontal*: Macizo antiguo formado por rocas proterozoicas y paleozoicas alteradas por efusiones e intrusiones que se han sucedido desde el paleozoico hasta el terciario. Constituye un macizo, en partes, fuertemente plegado y metamorfoseado y con mantos potentes de rocas intrusivas. Elevado durante las fases andinas, este macizo se comporta como un bloque rígido que soporta los empujes del W, provocando los elevados plegamientos de rocas mesozoicas y terciarias que hoy conforman la cordillera principal. En nuestra área de interés aparecen la Cordillera del Plata, ligeramente orientada de NE a SW, y la Cordillera del Portillo, de sentido NNW a SSE, cuyas alturas máximas

oscilan entre los 5.000 y 6.000 m. Ambas estructuras cierran por el W y SW la depresión de Tupungato.

b) *Las serranías de Tupungato*: Forman esta estructura, un conjunto de lomadas orientadas de N a S y de NW a SE, cuyos niveles van descendiendo paulatinamente hacia el E, hasta confundirse casi y desaparecer en la planicie de piedemonte. Los materiales que han dado origen a este relieve son de dos tipos:

1. *El complejo Inferior Terciario* de variados matices litológicos: bancos de areniscas, conglomerados, tobas grises y amarillentas, arcillas amarillentas y rojizas, etc. Estos materiales constituyen las unidades estratificadas conocidas como formación Mariño, las Tobas Grises Inferiores, los Estratos de la Pilona, Tobas Grises Superiores y la Serie Amarilla, datadas como Terciario Medio y Superior. Las vemos aparecer en numerosos cortes en las cuchillas del Totoral, del Camino, de la Cienegueta, etc. Los sedimentos de la formación Mariño afloran particularmente en el sector N y NW de las serranías, bordeando el gran anfiteatro que éstas forman en su contacto con el periclinal de Cacheuta.

2. *Los conglomerados de la formación Mogotes*: (complejo superior) son materiales aluvionales pliocenos que forman un espeso y profundo manto de detritos de calibre variado, alcanzando algunos hasta 1 m³ de volumen. Es un rasgo característico de esta serie de conglomerados que los elastos, especialmente los granitos, se encuentren en evidente estado de descomposición.

Es probable que las formaciones terciarias del complejo inferior hayan sido plegadas presentando una sucesión de anticlinales y sinclinales de reducido radio de curvatura. Este conjunto estructural posteriormente ha sido recubierto a fines del Terciario por los conglomerados de la formación Mogotes. Movimientos sobrevenidos durante el Pliopleistoceno, transforman esta estructura en una especie de relieve de cuestras, cuyas crestas se elevan a 2.500 m en el W, descendiendo a 1.200 m sobre el nivel del mar en el E.

c) *La depresión*: Al E de la cordillera y al S de las serranías de Tupungato se abre la gran depresión pedemontana nacida como consecuencia de la extraordinaria potencia de los movimientos andinos. Un rechazo de 2.000 a 3.000 m y más aún, opone al impresionante macizo elevado de la cordillera frontal, una profunda cuenca de subsidencia, en la cual los sedimentos terciarios van a ser totalmente sepultados por materiales aluvionales cuaternarios provenientes de los relieves positi-

vos. Estos aluviones son la resultante de una serie de procesos morfogenéticos que se desencadenan bajo variadas condiciones paleoclimáticas.

Así se han preparado las condiciones para la formación de un vasto piedemonte, en el cual las distinciones fundamentales están dadas por la naturaleza de los materiales y los procesos erosivos que permitieron su acumulación.

De tal manera, en la depresión aparecen fundamentalmente tres tipos de materiales: 1º) *aluviones antiguos*: constituidos por elementos heterogéneos principalmente limos y arenas con bloques y guijarros poco rodados y de cantos angulosos de variados calibres, que forman, en primer lugar, la planicie pedemontana inmediatamente al E de la cordillera, 2º) *aluviones modernos* constituidos por limos, arenas y cantos rodados de todo tamaño, que ocupan el sector NW de la depresión y 3º) el sector oriental, de menor altura se halla cubierto por una profunda capa de *limos fluviales y palustres o lacustres*, de edad glacial y postglacial.

LOS COMPLEJOS TECTÓNICOS

Elevados abruptos y grandes líneas de fallas indican bruscamente la separación entre la cordillera y la depresión; es decir, un bloque occidental, se eleva en fases sucesivas, mientras que otro bloque oriental se hunde originando así una cuenca de subsidencia (Fig. 1).

Dislocaciones posteriores provocan en esta cuenca la elevación de un bloque que ocupa el N de la depresión, en el cual los sedimentos del Terciario y los conglomerados de la formación Moztos dan lugar a la construcción de las serranías. Al E, otro bloque se eleva acentuando más el sector deprimido del centro de la cuenca, originando las Huayquerías, relieve positivo constituido por formaciones terciarias que limita al naciente el Valle de Uco.

En las serranías de Tupungato un sistema de fallas longitudinales indica los frentes de cuesta, formados por sedimentos conglomerádicos pliocenos, que ocultan, como dijimos, la estructura plegada de las formaciones del Terciario Medio y Superior.

En la depresión, fallas transversales, señalan el contacto entre la planicie pedemontana y las serranías. Además, movimientos posteriores, provocan nuevas dislocaciones en este sector. De manera tal que fallas longitudinales y transversales marcan el afloramiento, en dos niveles relativamente elevados, de los materiales que componen las serranías, formando las lomas del Jaboncillo y del Peral.

Consecuencias del complejo tectónico: son las vertientes abruptas en el borde oriental de la cordillera, en primer término. La disimetría, en

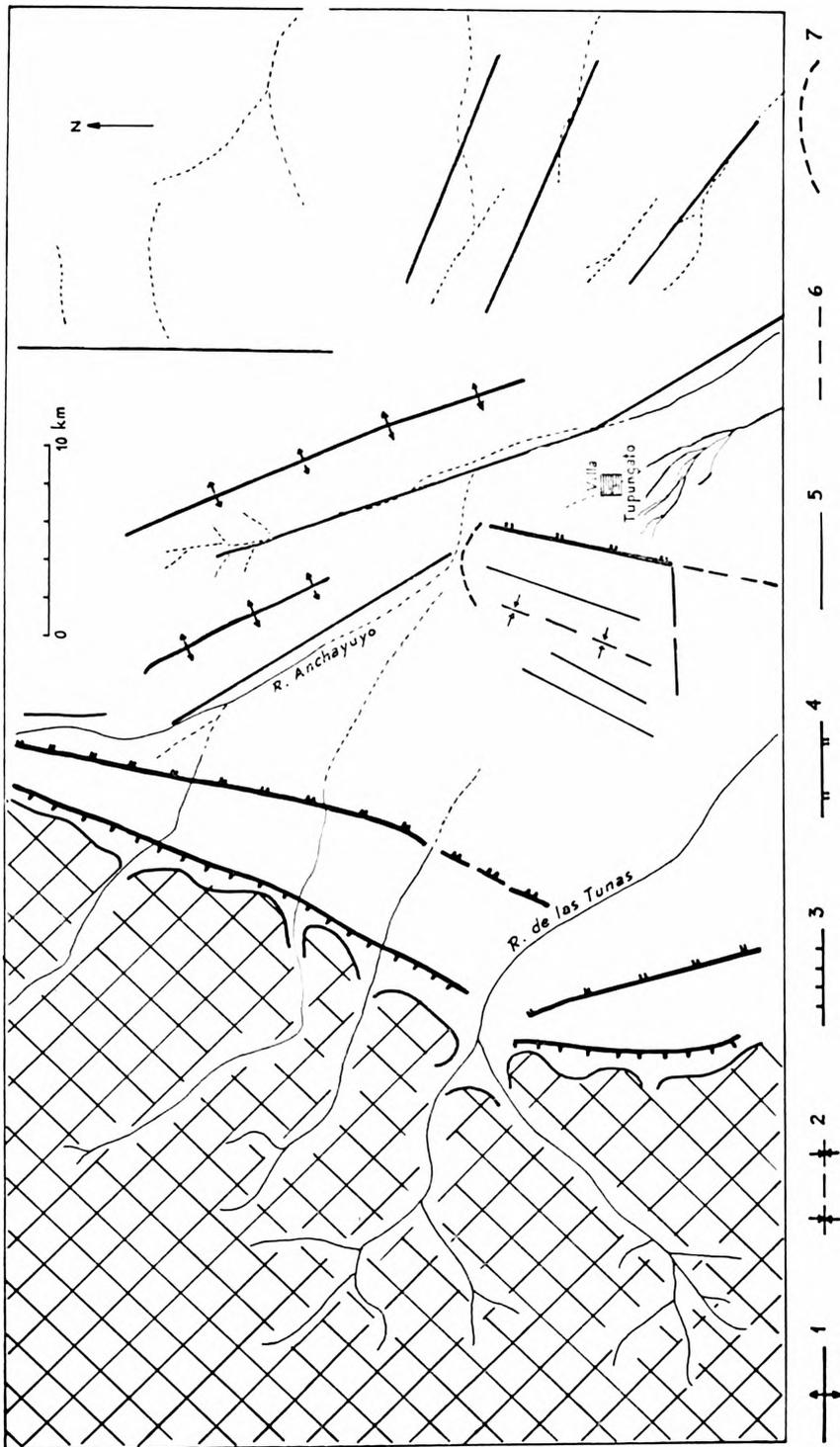
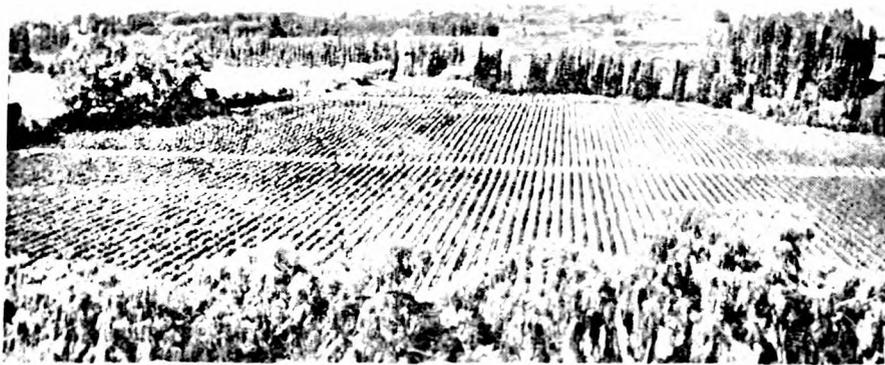


Fig. 1 — Rasgos esenciales de la neotectónica en Tupungato: 1) anticlinales de las serranías terciarias; 2) sinclinales; 3) fallas inversas; 4) abrupto de falla, labio oriental hundido; 5) falla; 6) falla probable y 7) abovedamiento del glacis inferior.

segundo término, a ambos lados del arroyo Anchayuyo cuyo cauce coincide con el trazado de una línea de falla. La disimetría presupone por un lado, hacia el N, la aparición de una compleja topografía de serranías con alturas relativas de 500 a 200 m sobre el nivel del piedemonte. Por



Fot. Nº 2 — Contacto del glacis inferior con la depresión. Vista desde el cerrito Ancón hacia el S.



Fot. Nº 3 — Cono de deyección del arroyo Anchayuyo; al fondo, serranías de Tupungato. Vista desde Ancón hacia el N.

otro lado, hacia el S, la planicie de piedemonte que cubre parcialmente la depresión.

La disimetría, existe asimismo en la depresión, provocada por escalones de falla de decenas de metros de resalto, que separan la planicie de piedemonte de la depresión propiamente dicha, recubierta con aluviones



Fot. Nº 4 — Río de las Tunas en la salida de la cordillera, mostrando su incisión en los niveles de glacis y terrazas fluviales.

modernos y limos. Estos limos acusan una pronunciada pendiente, dada la naturaleza de los materiales, a consecuencia de movimientos tectónicos recientes.

Como resultado de la acción tectónica y de su posterior etapa de erosión, podemos definir a la serranía como una especie de relieve de



Fot. Nº 5 — Río de las Tunas, vista hacia el W; en el 1er. plano a la izq. nivel de terraza, a la derecha, glacis inferior; en 2º plano, a la derecha, glacis superior internándose en el valle del arroyo Santa Clara.

cuestas, a la manera de bloques fallados y basculados, que han dado lugar a la formación de lomas alargadas, más o menos paralelas, en las cuales la vertiente oriental acusa ligeramente una mayor pendiente que la opuesta (Cuchilla del Mesón, del Totoral, de la Cieneguita, etc.).

Por lo demás el neotectonismo no solamente se manifiesta en la inclinación pronunciada de los limos de edad glacial y postglacial, sino también en la profunda incisión del río de las Tunas en el borde oriental de la cordillera y en la aparición de valles suspendidos, 'fosilizados' en el contacto de la cordillera con la depresión; éstos adquieren mayor relevancia en el borde de la Cordillera del Portillo.

LA EVOLUCIÓN DEL RELIEVE

A partir de las formaciones terciarias y en condiciones paleogeográficas particulares, en especial por cambios de clima o ciclos climáticos dentro de un mismo tipo de clima, se produce, desde el Terciario Superior hasta el Cuaternario reciente, la evolución de las formas del relieve estructural, a las que hemos hecho breve mención en líneas anteriores.

Es particularmente en el borde de la cordillera donde se suceden las grandes transformaciones que van a dar lugar al modelado actual. Además de las alteraciones producidas por el tectonismo, se desencadena una serie de procesos morfogenéticos, entre los cuales la desintegración, físico-mecánica de las rocas y el escurrimiento de las aguas desempeñan un papel importante.

Estos procesos modelan la superficie del relieve y crean un paisaje geomorfológico distinto: *el piedemonte*, zona de contacto entre la montaña y la llanura.

1 — *Procesos de desintegración de los materiales y las condiciones paleoclimáticas*: En el análisis de estos fenómenos debemos considerar dos sectores: *la cordillera*, sometida a la acción de los mecanismos propios de los sistemas de erosión de las zonas frías, es decir periglaciares y glaciares; y *el piedemonte*, sometido a la acción de los sistemas de erosión de zonas templadas áridas y semiáridas y, probablemente también, periglacial.

En la cordillera estos procesos físico-mecánicos y físico-químicos han tenido especial relevancia a partir del Plioceno o Mio-Plioceno, período en el cual encontramos el macizo de la Cordillera Frontal elevado y de donde provienen los materiales de los conglomerados de la formación Mogotes. Estos conglomerados han formado, quizás, un primitivo piedemonte caracterizado por una gran superficie de acumulación. Esta acumulación parece haberse producido por la evacuación de grandes caudales sólidos

a través de canales de escurrimiento de proporciones considerablemente mayores a los actuales (escurrimiento lineal). De allí que parecen haber cubierto espasmódicamente las depresiones que presentaban los plegamientos terciarios (Mio-Plioceno), llegando finalmente, en partes, a cubrir toda la estructura esculpida en la formación Mariño. La naturaleza de los materiales que componen estos conglomerados nos permite suponer que, en ese período, la cordillera estuvo sometida a procesos más bien físico-mecánicos que químicos; bajo la acción, por lo tanto, de un clima semiárido, con alternancias de estaciones frías y cálidas y con un régimen de precipitaciones abundantes. Esto explica la heterogeneidad en cuanto se refiere al calibre de los detritos y sus formas de acumulación en bancos y estratos paralelos. Es sintomático al respecto, el hecho de que los rodados y bloques graníticos y de rocas efusivas se hayan conservado hasta la actualidad, aunque en sensible estado de descomposición, por la ló-



Fot. N° 6 — Nivel de glacis inferior e incisión del arroyo Santa Clara 1 km aguas arriba de la confluencia con el río de las Tunas; en 1er. plano estación de aforos.

gica acción del tiempo. En condiciones más húmedas y cálidas tales rodados habrían desaparecido por desintegración y disolución físico-química.

Con posterioridad al Plioceno (Plio-Pleistoceno) los procesos morfogenéticos cobran especial interés en el piedemonte. Es a partir de entonces cuando comienzan a formarse los niveles de piedemonte.

El diastrofismo que se produce en esta época provoca dos fenómenos: por un lado, la alteración de los depósitos de conglomerados de la forma-

ción Mogotes que acompañan a los complejos sedimentarios terciarios en su proceso de replegamiento y fracturación; por otro lado, una nueva elevación de la cordillera y hundimiento de la depresión. Consecuencia de esto último es la reactivación de la erosión y probablemente un mayor contraste climático entre ambos sectores. Vale decir, un mayor predominio de los sistemas de erosión periglaciaria en la cordillera (mayor altura, menor temperatura) y una acentuación de la aridez en la depresión. Se forma en consecuencia un primer nivel de piedemonte superior (glacis superior). Tratándose de verdaderas formas de erosión (por definición), observamos, sin embargo, que el manto de rodados que cubre esta superficie es mucho más espeso que en otros niveles de piedemonte similares. La diferencia puede notarse, por ejemplo, en un corte del cañadón del Refugio Santa Clara, cerca de la confluencia río de las Tunas y arroyo Santa Clara y el corte de glacis en el arroyo Papagallos al W de la ciudad de Mendoza. En este último los detritos del glacis forman un delgado manto que reposa en marcada discordancia angular sobre los sedimentos de la formación Mariño (Terciario). Esto nos ha llevado a afirmar, por una parte, una marcada influencia de los sistemas de erosión periglaciares en la cordillera que se extiende, inclusive hasta el mismo piedemonte, en este sector, y, por otra parte, el contraste climático entre cordillera y depresión.

Esta primera superficie de erosión del Pleistoceno Superior altera las estructuras terciarias y los conglomerados de la formación Mogotes, constituyendo un solo nivel de piedemonte que llegaba directamente hasta la llanura, con un desarrollo de más de 50 km.

Importantes movimientos tectónicos parecen haber sucedido a la construcción de este primer nivel de glacis y cuyas consecuencias hemos destacado; es decir, dislocamiento del piedemonte, elevación de parte de la estructura terciaria y conglomerados de Mogotes formando las serranías de Tupungato y, paralelamente, sobre-elevación de la cordillera.

A partir de entonces comienza a elaborarse una nueva superficie de erosión, bajo condiciones climáticas similares a las anteriores: el glacis inferior. En las serranías, que constituye un nivel positivo respecto al piedemonte, o más precisamente respecto al glacis inferior, se modela su actual topografía de "bad-lands" y se insinúa también un piedemonte local de menores proporciones.

2 — *El escurrimiento de las aguas y el transporte de los materiales:* Vemos, pues, que las formas del piedemonte obedecen a un sistema de erosión distinto al de la cordillera; ese sello distintivo lo proporcionan, fundamentalmente, los modos del escurrimiento de las aguas y, por ende, el transporte de los materiales y sus formas de deposición. Existen una

serie de factores condicionantes del escurrimiento (factores estructurales, litológicos, climáticos, biológicos, etc.) que han permitido en el piedemonte un tipo de escurrimiento difuso o mantiforme. Por lo demás los sistemas de erosión imperantes han preparado los materiales, de manera tal que éstos pudieron ser transportados a grandes distancias favorecidos por la pendiente y el "rill wash" o "sheet wash". Esto contribuye a explicar la elaboración de esas grandes superficies de erosión, uniformemente construidas, cubiertas, en nuestro ejemplo por un espeso manto de detritos. Son los niveles de piedemonte o pedimentos, a los cuales denominamos, adoptando la terminología geomorfológica francesa, "glacis".

Durante el período glaciario que sucede a la formación de los niveles de glacis, cambian las condiciones climáticas en la cordillera y, por consiguiente, las del escurrimiento en el piedemonte. Este se presenta en forma lineal, socavando más o menos profundamente, según los casos, los niveles de glacis. Es el período de elaboración de los lechos fluviales y de las formas de acumulación a lo largo de éstos, las *terrazas fluviales*.

En casi todos los lechos fluviales de cierta jerarquía hemos podido observar dos niveles de terrazas, uno superior de mayor desarrollo y otro inferior, a veces barrido por las aguas, en concordancia con dos empujes glaciares en la cordillera. En Tupungato estas terrazas están bien representadas en el río de las Tunas.

Probablemente la secuencia cronológica de la génesis de las terrazas fluviales del río de las Tunas haya sido la siguiente:

1. — Período preglaciario, fase final del glacis inferior: profundización del lecho del río, ya inscripto en el glacis por efecto de la neotectónica y del clima de transición al frío glaciario (Fig. 2).

2. — Primer estadio glaciario: disminución de caudales en forma progresiva por el aumento del volumen glaciario; por lo tanto el río deposita materiales, colmando, casi, el lecho preglaciario; estos aluviones, se funden con el glacis aguas abajo y contribuyen al rellenamiento de la depresión. Este empuje glaciario constituye el más importante fenómeno glacionival de la cordillera; de allí el aporte de una considerable masa de detritos.

3. — Período interglaciario: aumento de caudales debido a la deglaciación, en consecuencia: erosión de la masa de aluviones y formación del primer nivel de terraza.

4. — Segundo estadio glaciario: parece haber sido de menor importancia que el primero, en condiciones climáticas sensiblemente más frías que durante el interglaciario, lo suficiente como para mantener un balance positivo de la relación alimentación-ablación. Los caudales no son suficientes para arrastrar materiales gruesos, sino solamente arenas y limos

que se depositan en la depresión. Prácticamente no hay aporte de materiales, salvo los más finos, destinados a desaparecer.

5. — Período postglaciar: nuevo aumento de caudales por la deglaciación y erosión de la masa aluvial primitiva; lo cual produce incisión del cauce y formación del segundo nivel de terraza. Este segundo nivel no se presenta en forma continua, sino esporádicamente, por la erosión provocada por los máximos caudales del Holoceno Actual.

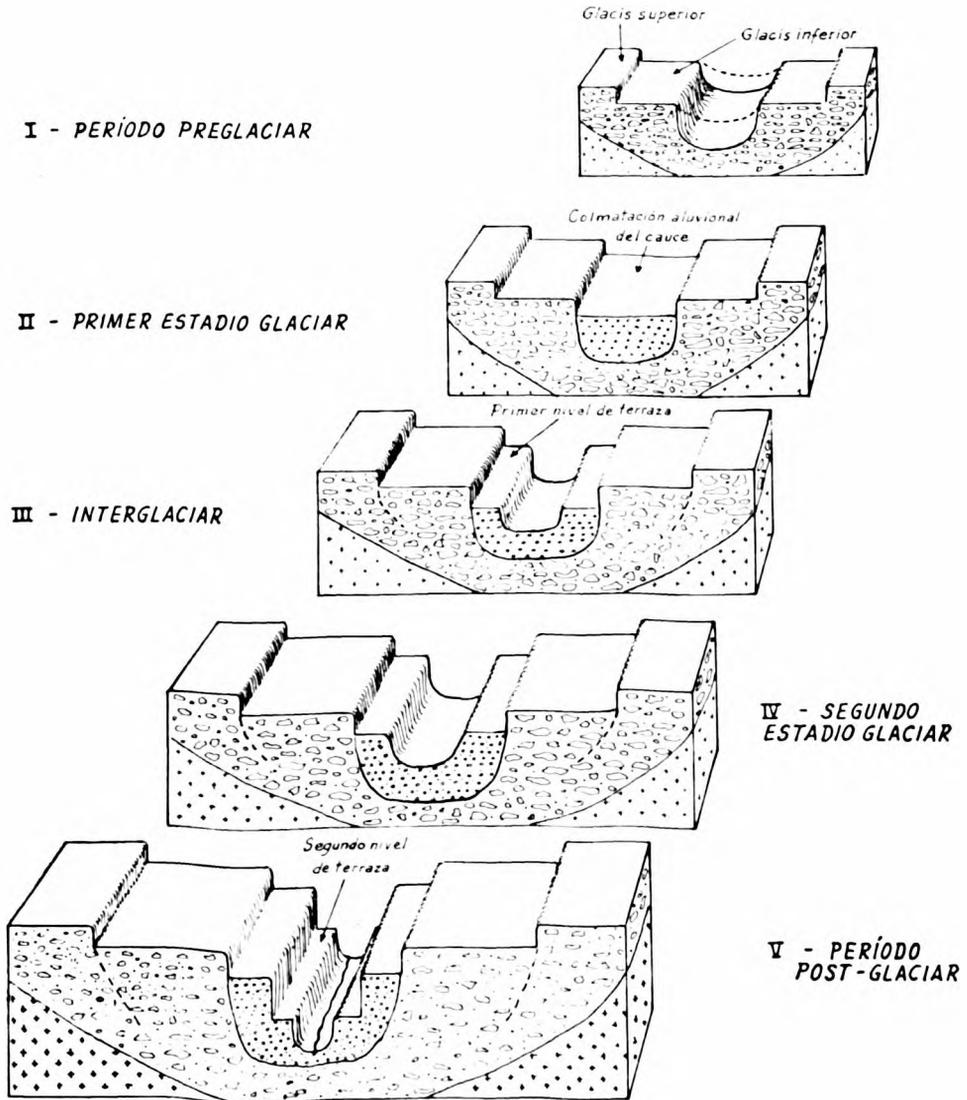


Fig. 2 — Evolución del lecho del río de Las Tunas.

En definitiva ha habido un solo período de acumulación y dos de erosión, por lo cual, dichas terrazas fluviales son niveles de erosión.

En el Cuaternario reciente y actual las formas del escurrimiento son lineales y, en escasa proporción, son difusas en las superficies de los interfluvios planos de los glaciais.

3. — *La organización actual del drenaje* permite establecer una jerarquización de cauces, de acuerdo, no sólo con el escurrimiento, sino también con el régimen de sus caudales y sus formas de alimentación. Así distinguimos los cauces que nacen en el interior de la cordillera, de caudal permanente, y que se alimentan de los deshielos y precipitaciones del sector oriental de la Cordillera Frontal. Estos cauces han logrado inscribirse con mayor o menor profundidad en la superficie del piedemonte. Ejemplo de ello son el río de las Tunas, arroyo Chupasangral, río de la Carrera, etc.

En segundo lugar, los cauces que nacen en el borde oriental de la cordillera y en el glacis superior, los cuales dejan una leve impronta en el piedemonte. Son lechos divagantes, de caudales esporádicos y de regímenes irregulares propios de las zonas áridas y semiáridas.

Una tercera categoría de cauces lo constituyen aquellos arroyos que nacen en la depresión, recubierta con limos finos, en la zona de contacto con el glacis inferior. Estos se inscriben profundamente en los limos esculpiendo barrancas abruptas, algunas de más de 10 m de altura. Se alimentan con aguas subterráneas que afloran espontáneamente en la zona de contacto mencionada y, entre las mismas capas de limos, hacia el E de la línea de falla.

Finalmente cabe señalar la existencia de un drenaje subterráneo, en napas de distinta profundidad, que se abastece de los deshielos de la cordillera y precipitaciones del alto piedemonte y, además, un drenaje semisuperficial, bajo los cauces secos del piedemonte, es el "underflow".

La organización del drenaje y los regímenes hidrológicos de los cauces están reflejando, de conformidad a las formas del relieve, las modalidades opuestas de un clima de montaña y un clima de piedemonte. Oposición que se acentúa, especialmente en los regímenes pluviométricos.

El análisis de los regímenes hidrológicos y de los caracteres climáticos, del presente, que omitimos por razones obvias, y la estrecha relación que existe con los procesos morfogenéticos y las formas del relieve, nos lleva a afirmar la idea de que las condiciones paleoclimáticas del piedemonte no han sufrido variaciones fundamentales desde el Terciario Superior hasta la actualidad. En cambio la cordillera ha sido escenario de la acción variada de fuerzas exógenas de mayor potencia, responsa-

bles, en cierta medida del modelado del piedemonte. No podemos afirmar lo mismo cuando se trata de los movimientos tectónicos que adquieren especial significación en la transformación de las estructuras, en la disposición de los relieves (levantamientos, sobre elevación y hundimientos) y en la red de drenaje y formas del escurrimiento. -

EL MODELADO DEL CUATERNARIO Y LOS PAISAJES GEOMORFOLÓGICOS ACTUALES

Resultado de la acción de los procesos morfogenéticos sobre los relieves estructurales es el modelado esbozado a partir del Terciario Superior y Cuaternario (Plio-Pleistoceno) y cuya evolución se traduce en las unidades geomorfológicas del presente (Fig. 3).

En la cordillera la presencia de los glaciares, durante el Pleistoceno Inferior, deja sus rastros en las cabeceras de los valles y en los interfluvios elevados y en los valles mismos. Remontando el arroyo Cuevas y Guevara, por ejemplo, esta acción glacial se manifiesta en circos glaciares, circos de nivación y morenas. El modelado de las vertientes de los valles acusa la acción de los sistemas de erosión periglacial en conos de escombros, productos de gelifracción y crioturbación, coladas de solifluxión, etcétera.

En el piedemonte, las formas del modelado obedecen a procesos morfogenéticos de zonas áridas y semiáridas y, en partes, periglacial. Estos climas se han caracterizado por la alternancia de períodos secos con precipitaciones torrenciales acentuadas, anteriores a la glaciación pleistocénica, dando lugar a la formación de dos niveles de piedemonte: un *glacis superior* y un *glacis inferior*.

La potencia de los movimientos andinos que elevaron los macizos de la cordillera frontal a alturas relativas de más de 3.000 m, explican el enorme desarrollo de estas formas de piedemonte y el espesor de los detritos que cubren estas superficies de erosión. Por ello, pese a lo contradictorio del término, podemos llamarlos "glacis de acumulación" o, siguiendo a Dresh, "glacis cubiertos".

No estaba tan errado Polanski cuando definió este piedemonte como una superficie formada por conos de deyección coalescentes. Es fácil ajustar los fenómenos observados a una tipología preexistente de formas del modelado elaborada por una generalización de datos; pero antes de efectuar este encasillamiento teórico de las formas, cabe preguntarse en qué medida un glacis puede comportarse como un cono, en circunstancias particulares impuestas por el relieve estructural y la tectónica; o bien,

en qué medida un cono de deyección puede actuar de la misma manera que un glacis. La respuesta está dada en el análisis de las condiciones paleoclimáticas, las formas de escurrimiento y deposición de los detritos, por un lado y, por otro lado, por las formas de contacto del glacis con la montaña. No cabe duda, en nuestro caso, que estamos frente a verdaderos glacis.

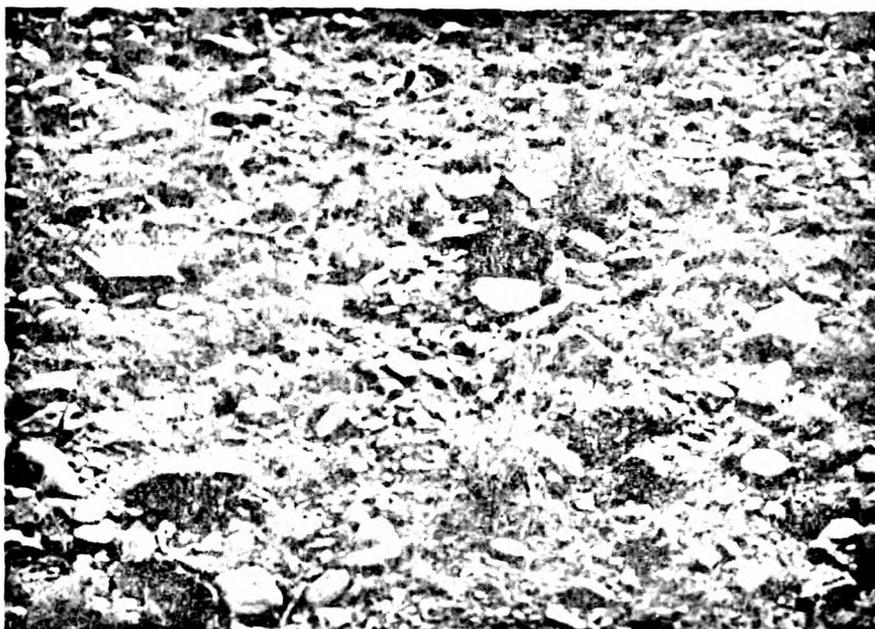
El *glacis superior* presenta, al N del río de las Tunas, dos matices dignos de tener en cuenta, de acuerdo a lo que acabamos de expresar. Entre este cauce y el arroyo Chupasangral el glacis aparece como una superficie continua, apenas interrumpida por una leve incisión provocada por el arroyo Agua de los Chilenos. Entronca directamente con la vertiente de la cordillera y, con una pendiente aproximada del 6 al 7%, desciende hacia el E para unirse al glacis inferior. En partes, el glacis inferior cubre el extremo oriental del superior acusándose, en consecuencia, un nivel uniforme de piedemonte sin solución de continuidad. Parece haberse producido un fenómeno similar al de conos de deyección sobrepuestos, donde el más moderno cubre al más antiguo, quedando solamente las raíces de éste al descubierto. La causa debemos buscarla en una flexión de la falla que separa ambos niveles.

Al N del arroyo Chupasangral y hasta la depresión de Potrerillos, el glacis superior está netamente separado del inferior por un abrupto de falla, disectado, además, por el glacis inferior y por los cauces que descienden de la cordillera. De tal manera este primer nivel forma terraplenes elevados y alargados de W a E, presentando en conjunto la forma de patas de león. La toponimia los distingue como Campo del Molle, Divisadero Manga, Meseta de los Manantiales, etc. En los cortes que se observan en los ríos de la Carrera, Cuevas y Guevara, puede notarse el carácter de verdadera superficie de erosión; puesto que los detritos, de menor espesor, descansan directamente sobre las rocas andesíticas de la asociación volcánica varisécica de fines del paleozoico superior.

El *glacis inferior*, en cambio, constituye casi una superficie de acumulación, es un glacis cubierto, donde el espeso manto de detritos, se ve interrumpido solamente por las estructuras terciarias de las lomas del Jaboncillo y del Peral, en cuyas superficies se advierten los rodados del glacis inferior, asentados sobre las areniscas de la Serie Amarilla o sobre los conglomerados de la formación Mogotes. En este último caso el contacto es, a veces, en concordancia, de manera que resulta difícil precisar el límite, por la naturaleza homogénea y origen común de los rodados de ambas formaciones; no así cuando este contacto se produce en discordancia, como en el sector N de las lomas del Peral.

Durante el período en el cual transcurre la elaboración del glacis inferior, hay que señalar un movimiento tectónico de gran importancia, cuyas consecuencias se traducen por un mayor desnivel entre las serranías y el glacis inferior y, además, en un arqueamiento del glacis inferior. A partir de esta sobreelevación se van a formar, tanto en las serranías como en las lomas del glacis, pequeños niveles de glacis. En las lomas del Peral estos pequeños niveles ofrecen el aspecto de conos o coladas constituidas por la remoción de los materiales del glacis.

Las formas de erosión más netas de nuestra área de estudio son *las serranías*. Como ya lo adelantáramos, los movimientos del Pleistoceno Inferior elevaron esta estructura de las formaciones del Terciario Medio y

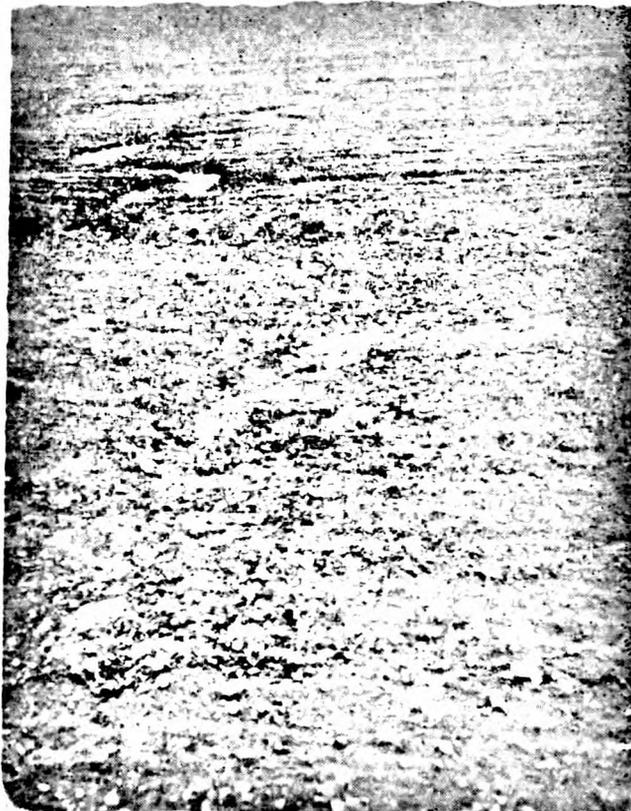


Fot. N° 7 — Superficie del glacis inferior en las adyacencias del río de las Tunas.

conglomerados de la formación de Mogotes, con posterioridad a la elaboración del glacis superior, salvándolas de ser sepultadas, como ocurrió más al S, por los materiales aluvionales desencadenados de la cordillera. A partir de entonces se produce la disección de este conjunto, siguiendo las modalidades de la erosión diferencial, dentro de un clima semiárido. Contemporáneamente con el glacis inferior del piedemonte, se elabora también en las serranías un modesto glacis, que se insinúa entre las lomas y en la zona de contacto de éstas con el piedemonte y la depresión. Las crestas de estas lomadas están cubiertas por una débil capa de ma-

teriales de glacis que suponemos corresponden al primer nivel de piedemonte; lo que nos permite datar el movimiento de ascenso más importante de las serranías, respecto al nivel del glacis inferior.

Muy distinto es el desarrollo del glacis local al E de las serranías. Así como hacia el W, en el contacto con la cordillera, la estructura terciaria acompañó a ésta en su movimiento de ascenso; hacia el E acom-



Fot. N° 8 — Superficie del glacis inferior en el sector N del piedemonte; en 2º plano, cultivos de la Estancia La Carrera; al fondo, las serranías. Vista hacia el NE.

pañó también a la depresión en su descenso, elaborándose un glacis de gran extensión que llega hasta el mismo lecho del río Tunuyán, recostado sobre las Huayquerías. Esta superficie de erosión no presenta la uniformidad que caracteriza al glacis inferior de la cordillera frontal; líneas de fractura transversales (de W a E), reactivadas con el diastrofismo pleistocénico, han dispuesto un escalonamiento en bloques de distinto ni-

vel descendiendo de N a S, hasta la confluencia del arroyo La Estacada con el río Tunuyán, lugar que señala el punto más bajo de la depresión. El escalón más alto de este glacis constituye el interfluvio que separa la depresión del Tunuyán de la depresión del río Mendoza.

Por último, la *depresión de Tupungato*, representa morfológicamente una planicie de acumulación ligeramente inclinada con una pendiente del 2 al 3% aproximadamente. Esta planicie forma parte de la depresión de Uco, sometida a un intenso proceso de rellenamiento con materiales provenientes del glacis y sus cauces, incluido el río Tunuyán, y materiales aluvionales más recientes de origen fluvial. Estos últimos ocupan el sector NW de la planicie tupungatina, formando una especie de cono de deyección de los arroyos Anchayuyo y Pereyra. El resto de la depresión está cubierta por una profunda capa de limos de origen fluvial y lacustre de edad glaciár.

Es importante señalar que esta potente capa de limos cubre una extensa superficie de la depresión de Uco, y su deposición bien puede explicarse por la falta de una salida natural, durante el pleistoceno inferior y medio, del río Tunuyán, colector del drenaje del piedemonte de toda la cordillera frontal. Es posible que, durante el lapso señalado, las Huayqueñas del Tunuyán y del Carrizal hayan mantenido un contacto más estrecho que el actual, actuando como dique de contención, de modo que la depresión de Uco embalsaba las aguas que hoy drenan por el río Tunuyán. De allí que, en el sector comprendido entre el arroyo La Estacada y el arroyo El Carrizal, el río, contrariamente a lo que sucede en otros cauces de la misma categoría, parece no haber construido terrazas fluviales. Por lo demás, durante la época glaciár, los caudales eran muy débiles, de modo que sólo arrastraban materiales muy finos y tenían una potencia negativa como para vencer los obstáculos del relieve.

En resumen, distinguimos en nuestra área de estudio los siguientes paisajes geomorfológicos:

1. — *La montaña*: Relieve elevado cuyas cimas alcanzan y sobrepasan los 5.500 m (Cordón del Plata); el modelado glaciár caracteriza las cabecezas de los valles y, a través de éstos, hasta una altura de 3.000 a 2.750 m. Los glaciares, por encima de los 4.000 m, subsisten por la disposición respecto a la insolación (los circos miran hacia el SE) y la altura que condiciona las temperaturas y el tipo de precipitaciones. En función de la naturaleza de los materiales los interfluvios y las vertientes tienen un modelado suave, periglaciár, o bien formas abruptas, donde predominan las rocas efusivas. El borde oriental de la Cordillera del Plata presenta el aspecto de una cordillera semiárida, con escasa vegetación que se degrada en función de la altura hasta el desierto andino; prolifera, en cambio,

en los valles cuyas condiciones climáticas locales están dadas por la orientación de los mismos.

2. — *Las serranías de piedemonte*: Estructura terciaria elevada respecto al nivel del glacis inferior (2.400 a 1.200 m); forma un conjunto de lomadas orientadas de NW a SE en correspondencia con las líneas axiales de su estructura plegada y fallada. Las modalidades del clima árido y semiárido del Pleistoceno y Holoceno han impreso en este conjunto un modelado de “bad-lands” cubierto apenas por una vegetación arbustiva xerófila, baja y abierta. A partir de las crestas de las lomadas y en el contacto con el glacis inferior se han elaborado glacis locales de escaso desarrollo, excepto en el borde oriental.

3. — *El piedemonte*:

- a) *Glacis superior*: nivel superior de la planicie de piedemonte, es una superficie de erosión adosada a la montaña y separada del nivel inferior por un abrupto de falla, con marcadas disecaciones que corresponden a este segundo nivel. Los detritos del glacis se asientan sobre rocas efusivas del Paleozoico Superior. Presenta el aspecto de un conjunto de mesadas planas y paralelas, a partir del arroyo Chupasangral hasta la depresión de Potrerillos.
- b) *Glacis inferior*: Nivel inferior de la planicie pedemontana de gran desarrollo (20 km), también denominado “glacis principal” (Viers); en partes aparece como un “glacis cubierto” por una espesa capa de materiales (río de las Tunas) que desciende desde los 2.000 hasta los 1.200 m con una pendiente del 5 al 7%. Una gran superficie de este glacis (sector N) presenta en superficie limos mezclados con detritos del glacis. Estos limos que permiten una actividad agrícola considerable, son de origen aluvial y eólico, cuya deposición ha sido favorecida por la disposición de los relieves positivos (montaña y serranías) de manera que originan y originaron durante el Holoceno, movimientos turbulentos de las masas de aire. La vegetación que caracteriza esta unidad geomorfológica es el monte arbustivo xerófilo, degradada por la acción del hombre.
- c) *Terrazas fluviales*: Pequeñas superficies de acumulación de materiales aluvionales a lo largo de lechos fluviales; se observan especialmente en el río de las Tunas y, en menor escala, en el arroyo Anchayuyo. Los dos niveles de terrazas se han formado por erosión, como consecuencia de la deglaciación de los dos últimos empujes glaciares; siendo el más tardío de menor po-

tencia; de allí el escaso desarrollo de la terraza inferior, la cual se insinúa tímidamente sobre el lecho actual del cauce.

4. – *La planicie:*

- a) *Planicie aluvional del NW:* es una especie de cono de deyección de los arroyos Anchayuyo y Pereyra, formada en el contacto con la acumulación de limos de la depresión.
- b) *Planicie de acumulación de limos fluviales y palustres:* presenta una inclinación de W a E con una pendiente del 3 al 4%, debido a la neotectónica y corresponde a la zona de cultivos intensivos del Valle de Uco. La vegetación natural casi ha desaparecido por la valorización del suelo, conservándose solamente a lo largo de algunos cauces. En la zona de contacto con el glacis inferior se produce el afloramiento del agua del subsuelo a través de numerosos manantiales, de modo que esta unidad se halla surcada por varios arroyos cuyo régimen hidrológico es inverso al de los cauces superficiales del glacis.

CONCLUSIONES

1. – Importancia de los movimientos tectónicos a partir del Plioceno en el modelado del piedemonte (neotectónica):

– movimientos de gran potencia con posterioridad a la acumulación de los conglomerados de la formación Mogotes que repliegan los sedimentos terciarios y provocan la inclinación (y a veces el plegamiento) de estos conglomerados;

– movimientos de ascenso, en una época preglaciár, con posterioridad a la elaboración del glacis superior, los cuales motivan el dislocamiento de esta superficie de erosión en contacto con la montaña y la elevación de las serranías;

– movimientos posteriores o, al menos, en la segunda etapa del glacis inferior, responsables del dislocamiento del glacis inferior y acentuación de la depresión; además, en partes, el glacis sufre un abovedamiento en la zona de contacto con las serranías; otra consecuencia de este movimiento, posiblemente sea la profundización, del lecho del río de las Tunas (fase preglaciár inmediata al primer estadio glaciár);

– movimientos de ascenso que afectan particularmente a la depresión y al borde de la cordillera, durante una etapa postglaciár (Holoceno); en la depresión se produce la inclinación de los depósitos fluvio-lacustres

y la incisión de los cauces en dicha superficie de acumulación; produce, también, la organización actual del drenaje del río Tunuyán que encuentra una salida hacia el E, aguas abajo del arroyo El Carrizal; en el borde de la cordillera, la consecuencia es la sobreelevación de algunos valles de escasa jerarquía que quedan suspendidos.

2. — Entre el plioceno, sedimentación de los conglomerados de la formación Mogotes y la primera fase glaciaria, median dos períodos importantes (Pleistoceno Inferior y Medio) durante los cuales se elaboran los niveles de piedemonte (glacis) y a los que no se les ha prestado la debida atención, identificándolos, a veces, con períodos glaciares europeos.

3. — Características climáticas opuestas entre cordillera y piedemonte (en los que la tectónica no es ajena), este último en un ambiente árido posibilita las formaciones de los niveles pedemontanos: glacis superior e inferior.

4. — En el período preglaciario y a partir del Plioceno se producen, en concordancia con las características climáticas, una serie de procesos morfogenéticos, entre ellos las formas del escurrimiento, que modelan los niveles estructurales y crean nuevas formas en el piedemonte. Es importante para el estudio del Cuaternario darle a estos fenómenos la jerarquía que se merecen.

5. — A través del análisis de las unidades geomorfológicas y de su génesis se deduce la escasa influencia de las glaciaciones de la cordillera en el piedemonte, ésta se manifiesta solamente por la aparición de las terrazas fluviales a lo largo de los principales cauces.

6. — Además de las conclusiones puramente geomorfológicas, se imponen conclusiones derivadas de las relaciones entre el medio físico y el hombre en función de esos paisajes geomorfológicos. *En la cordillera:* ganadería extensiva de transhumancia y muy escasa explotación minera. *En el piedemonte:* ganadería y agricultura extensiva de plantas forrajeras, cereales y papas, en rotación. *En las serranías:* ganadería menor extensiva y explotación del petróleo (las areniscas terciarias reposan sobre sedimentos triásicos). *En la planicie:* agricultura intensiva de viñedos, frutales y hortalizas, en asociación.

Esta correspondencia entre unidades geomorfológicas y formas de explotación y géneros de vida, por consiguiente, permite apreciar, sin olvidar otros factores geográficos, la organización del espacio, a la par que deja entrever las posibilidades de expansión económica. Esto demuestra la gran utilidad de la geomorfología en problemas de desarrollo económico, entre otros aspectos.

PERIODOS	EVOLUCION DEL RELIEVE		EVOLUCION DEL LECHO DEL RIO DE LAS TUNAS	PALEOCLIMAS		
				CORDILLERA	PIEDEMONTE	
Holoceno	Actual	Cono de deyección de los arroyos Anchayuyo-Pereyra	Lecho actual del cauce	Frio periglacial semiárido	Templado semiárido	
	Antiguo	Basculamiento planicie de limos valles suspendidos	2º nivel de terraza			
Pleistoceno Superior	2º estadio glaciario	Depósito de limos en la depresión (fluvial-palustre y lacustre)	Sin deposición	Frio glacial	Frio periglacial semiárido de transición	
	Interglaciario		1er. nivel de terraza	Frio glacial (con mayor ampl. térm.)		
	7er. estadio glaciario		Colmatación aluvional del lecho	Frio glacial		
Pleistoceno Medio	Glacis Inferior	Glacis Local	Dislocamiento glacis inferior form. de la depresión	Incisión del lecho en nivel de glacis	Frio periglacial	Templado semiárido árido
			Elevación de las serranías respecto al nivel del glacis			
Pleistoceno Inferior	Glacis Superior		Formación del lecho en nivel glacis superior	Frio periglacial semiárido	árido	
Plioceno Superior	Conglomerados de la Formación Mogotes		Basculamiento y/o plegam. de la Form. Mogotes		Templado de transición (semihúmedo?)	semiárido