ALGUNAS CONSIDERACIONES GEOMORFOLOGICAS DE LA CUENCA DEL RIO DE LA MAGDALENA

Por: Jorge F. Cervantes Borja.

INTRODUCCION

En este trabajo se intenta demostrar cómo el medio físico se mantiene en una dinámica continua, sujeta tanto a acciones físicas como biológicas; dichas acciones reflejan fenómenos y hechos nuevos sobre el paisaje, generando una labor mixta raramente apreciada y menos aún cuantificada. La geomorfología moderna afirma que las formas actuales son el resultado de acciones pasadas, y que los procesos actuales, darán formas futuras hasta cierto punto previsibles, aunque ciertamente difíciles de cuantificar, por la complejidad de los mecanismos que entran en juego.

Sobre esta base, se describe el modelado y se establece una probable evolución del mismo a partir de hechos pasados que se indican en un intento cronológico. Al mismo tiempo se analizan los procesos dinámicos que son la causa de la morfogénesis actual y ésto nos permite emitir algunas recomendaciones prácticas para corregir el desequilibrio ecológico que amenaza la modificación de la cuenca.

LA CUENCA DEL RIO MAGDALENA.

Area y Límites. Esta cuenca se encuentra situada en el vértice que forman las Sierras del Ajusco y de Las Cruces en su unión al suroeste de la Cuenca de México. De acuerdo con esta posición, los límites de la cuenca se definen: hacia el sur y este por el parteaguas que corre por el flanco extremo de la Sierra de Las Cruces y que lo separa de las cuencas de los Ríos Eslava y San Buena Ventura; hacia el oeste y suroeste por los diversos parteaguas que corren por las principales eminencias de la Sierra de Las Cruces; el límite al norte lo forma el parteaguas que lo separa de las cuencas de los Ríos Mixcoac, Guadalupe, San Angel y Anzaldo y que parte con dirección oeste-noroeste de uno de los flancos de la sierra de Las Cruces:

LAS GRANDES UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.

De acuerdo con las condiciones topográficas y estructurales tenemos tres grandes unidades representadas por tres elementos derivados de las formas del relieve, de características diferentes que son el resultado no sólo de condiciones litológicas, sino también de la serie de fenómenos morfogenéticos que los han afectado.

Las unidades referidas son:

1.- La región montañosa, dividida en: A, zona montañosa y B, zona de tierras altas.

2.- Zona del talud transicional de la montaña a la parte baja, que sin formar un verdadero piedemonte genético, bien puede ser considerado como tal desde el punto de vista topográfico.

3.- La zona baja en la cual los accidentes topográficos son mínimos o bien se encuentran enmascarados en parte por las construcciones urbanas de la ciudad de México, que tiende a absorber completamente esta región.

1.- La Región Montañosa

A. Zona Montañosa

Se encuentra bien representada por las mayores elevaciones de la Sierra de Las Cruces en la que se presentan picos y accidentes con alturas del orden de los 3500 m, de los cuales los más importantes son:

La Palma	3 789 m	Coyotes	3 650 m
San Miguel	3 775 m	Balcón del Explorador	3 500 m
Las Palmas	3 750 m	Media Luna	3 460 m
El Arrepentimiento	3 660 m		

Siguiendo a esta zona de grandes elevaciones y dentro de la misma unidad se presenta una subregión que constituye la :

B Zona de tierras altas comprendida entre los 3000 y los 3400 m de altura, en donde las principales elevaciones están constituídas por grandes macizos rocosos. La formación de esta zona se debió a los grandes derrames de lavas que afloraron de bocas interiores, de ahí que presenten actualmente conformaciones longitudinales que los diferencían de las cimas superiores cuya conformación se asemeja más al típico cono volcánico. La disposición de la estructura litológica en esta región dirige de manera importante la morfogénesis ya que la dureza de las rocas impide ataques mecánicos de importancia limitando así la intensidad de los procesos. Tanto la zona de montaña como la de tierras altas presentan características climáticas y vegetacionales parecidas lo que influye para que se las considere en una misma unidad.

2.- Zona del Talud Transicional

Esta zona se inicia desde los 3400 m y llega a los 2600 m, la pendiente varía considerablemente entre los 3400 y 3000 m en los cuales el terreno es sumamente abrupto, continuando de los 3000 a los 2600 con un desnivel menos pronunciado.

La zona presenta características particulares por lo que se refiere a los procesos morfogenéticos actuales, ya que la pendiente influye mucho en su actividad y por lo tanto se debe considerar como una unidad independiente. El clima, con sus elementos, lluvia y temperatura, varía considerablemente por los notables cambios de la altitud del terreno, de manera que, diferentes valores de lluvia y de temperatura a diferente altura producen efectos diferentes en el modelado y la vegetación. Por desgracia no se cuenta con datos precisos que indiquen estas variaciones, por lo que no se puede tener una visión particular de la intensidad de los procesos morfogenéticos derivados de ellas.

La parte inferior del talud está formada por material coluvial y aluvial y su delimitación corresponde a una disminución notable de la pendiente y al encajonamiento de las corrientes por la erosión diferencial.

3.- La Zona Baja

Esta unidad se localiza de los 2600 m hasta los 2240 m. Es la región más baja y corresponde al nivel de base del río; se extiende hasta los 2245 m que es la cota aproximada de la estación de Xoco.

Su importancia estriba en que en ella se encuentra un material muy mueble que influye en la morfogénesis. Es aquí donde los torrentes que provienen de las partes superiores se inciden sobremanera produciendo francas formas de abarrancamiento. La vegetación ha sido arrasada por el hombre mediante una rápida colonización que extiende el límite urbano de la ciudad, cuyo resultado es una modificación de la morfogénesis natural por la conjugación de acciones físicas y antrópicas.

GEOLOGIA

El basamento fundamental de la cuenca del Magdalena está consti-

tuido por los macizos de la Sierra de Las Cruces, cuya presencia se vislumbra desde el Terciario (Plioceno medio) y alcanza hasta el Terciario superior.

El origen de la sierra es una serie de emisiones pacíficas de lavas ácidas por lo que no se encuentran bancos de piroclastos que indiquen una manifestación de erupciones volcánicas importantes

Se encuentran, sin embargo, indicios de algunos conos volcánicos con estructuras muy erosionadas o sepultadas en su mayor parte por formaciones posteriores; algunos de ellos como el Cerro de San Miguel y el de la Palma, nos dan una idea de la importancia que tuvieron como bocas de importantes emisiones volcánicas. A fines del Plioceno, la actividad volcánica debió disminuir, predominando entonces un tectonismo importante que fracturó y afalló los macizos preexistentes, dando por resultado una serie de fallas longitudinales con dirección N-S y NE-SW como lo indica la dirección de las estructuras actuales. No obstante, la mayor parte de estas fracturas no son fácilmente perceptibles porque se encuentran enmascaradas por los sedimentos resultantes de la nivelación de los escarpes ó bien por la densa cubierta vegetal. Aún así, el cauce del Río Magdalena se adapta completamente a la estructura derivada de la falla que condiciona su cuenca alta y cuya manifestación más importante es el Cañón de Contreras, resultado de un afallamiento en bloques que da flancos abruptos casi cortados a pico en donde el río se encajona en estrechas márgenes.

Posteriormente al tectonismo que afectó la zona, y derivada de una condición climática semiárida en la que escasas pero intensas lluvias arrasaban las formaciones poco consolidadas, se comenzaron a depositar extensos abanicos aluviales en el flanco E de la Sierra de Las Cruces, cuya constitución se conoce como formación Tarango. Esta formación ocupa toda la parte baja de la cuenca a partir de los 2800 m. de altitud y sus elementos se forman por importantes series de material clástico y poligénico derivados de la destrucción y erosión de los elementos del Terciario medio y superior, conteniendo además gruesos horizontes de tobas pumíticas y suelos, que se apilan en forma caótica, cementados en una matriz lodosa en la que no se encuentra una superficie estructural bien conservada por la poca resistencia de los materiales en los que se originan profundas barrancas. En las partes superiores surgieron algunos rellenamientos de aluviones que se depositaron al pie de las mayores prominencias y en la actualidad este material también ha sido disectado en la cabecera del río.

Durante el Cuaternario se originan erupciones con emisiones de cenizas y tobas; este ciclo se presentó en combinación con precipitaciones intensas que dieron por resultado la formación de nuevos depósitos de material volcánico sobre la formación Tarango sin alcanzar grandes espesores.

Estratigrafía Tomando como base el método tradicional, o sea por simple superposición de las formaciones, se encontró, en la parte superior de la cuenca y en la cabecera del Cerro de la Palma, siguiendo el cauce del Río de la Magdalena, los materiales consignados en la figura No. 1.

La formación Tacubaya se encuentra bien representada por un material de arenas finamente estratificadas, descansando sobre el complejo Tarango. Posteriormente a este depósito y, probablemente correspondiendo a la formación del caliche Morales en otras partes de la Cuenca, se presenta un estrato con cantos y

bloques indicadores de un régimen climático semiárido que debe haber tenido grandes oscilaciones térmicas que produjeron una fuerte alteración de las rocas dando por resultado el tipo de formación expuesto. A esta capa le sucede una serie de estratificaciones de material volcánico diverso compuesto por arenas, cenizas, tobas y cantos pequeños que deben pertenecer a la formación Becerra.

Todas estas consideraciones no pueden extenderse a otras áreas de esta zona ya que la depositación de los materiales como se expuso anteriormente es muy irregular a tal grado que, aún para una zona tan pequeña como ésta, las discordancias son marcadas por alternaciones de los materiales difíciles de reconocer, ya que algunos depósitos han desaparecido o se han mezclado con otros, dando materiales heterogéneos en los que no se puede basar ninguna correlación por simple superposición de ellos. Esto sucede en particular al pié de las vertientes en donde todos los acarreos han estado sujetos a un transporte continuo por los torrentes venidos de las partes altas, que los mezcló confusamente. Es por esta razón que los cortes que presentan una cierta continuidad uniforme con material no removido, deben ser aprovechados al máximo, pero por desgracia, es raro encontrarlos en las partes superiores.

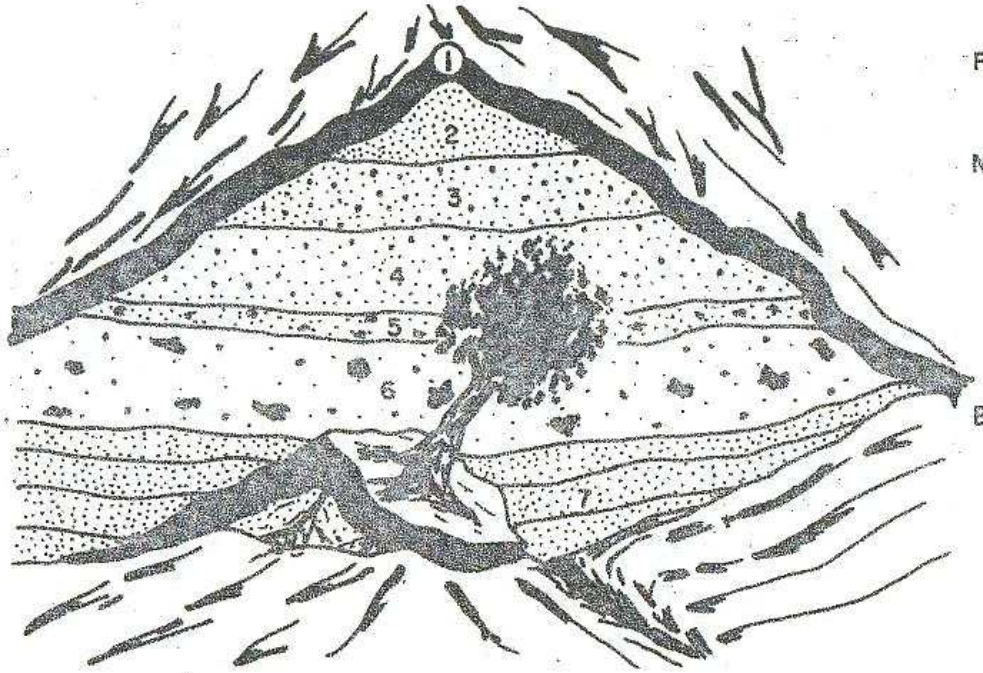
En fín, se puede decir que, a partir del Plioceno superior y principios del Pleistoceno, se originó la formación Tarango en un ambiente climático subárido que dió por resultado los componentes de material grueso que las corrientes originadas por intensas lluvias esporádicas apilaban al pie de las grandes prominencias y en la parte baja de la zona. En el Pleistoceno, el inicio de las grandes glaciaciones cuaternarias produjo el cambio climático de subárido a subhúmedo, de ahí que, durante el período de las glaciaciones, los depósitos se forman por materiales sumamente finos alternando con depósitos de materiales gruesos, según que las vaciones climáticas fueran húmedas o secas.

Esta situación, aunada a las continuas efusiones volcánicas produjeron el heterogéneo complejo de materiales en los que se ha ido entallando continuamente el cauce bajo del río.

CLIMA

Temperatura

La curva anual de la temperatura presenta en general dos máximas y dos mínimas; las primeras corresponden al doble paso del sol por el cenit, pero, debido al retraso de la temperatura con respecto a la insolación, la primer máxima se presenta en mayo o junio y la segunda en agosto. La mínima principal es enero y la secundaria en julio correspondiendo al mes más lluvioso. De la parte más baja hasta los 2300 m se tiene una temperatura media de 17°C; a medida que se asciende, la temperatura disminuye con un gradiente de 0.49°C por cada 100m de manera que, en las partes más altas de la Sierra de Las Cruces la temperatura baja hasta 7 ó 6°C por lo que se puede decir que las isotermas siguen aproximadamente la conformación de las curvas de nivel lo que demuestra la importancia de la altitud en la variación de la temperatura.



Corte en el camino al cerro La Palma.

Formación		Características
Nochebuena	1	Suelos cafés areno-limosos
Becerra	2	Arenas y cenizas volcánicas.
	3	Arenas y gravas.
	4	Arenas gravas y cantos hasta de 10 cm.
	5	
Tacubaya	6	Tobas gravas y cantos de más de 10 cm.
	7	Arenas finas.

Isotermas Máximas (Período comprendido de 1920 a 1958)

Las isotermas máximas tienen un promedio de menos de 18°C en la parte más elevada debido a la altitud y a la vegetación boscosa; a medida que se presenta una temperatura máxima de 26°C.

La mínima temperatura se localiza en la parte alta con un promedio superior a los 0°C en tanto que, en las partes bajas la temperatura mínima adquiere un promedio de 5 ó 6°C, de manera que tomando en cuenta las máximas y las mínimas, se tiene una temperatura media de 16°C en la parte baja y de 9°C en la parte alta, por lo tanto, existen dos zonas térmicas bien delimitadas:

1.- La zona templada con temperatura media anual entre 12 y 16°C, que comprende las partes bajas hasta una altitud aproximada de 2800 m.

2.- La zona semi-fría con temperatura media anual de 9°C desde los 2800 m hasta las partes más altas de la cuenca.

Períodos y tipos de precipitación

Las precipitaciones del verano de origen orográfico, producen fuertes chubascos vespertinos, tormentas eléctricas y granizo. Otro tipo de lluvias son las producidas por las llamadas ondas del este que producen lluvias de relieve menos importantes. Durante el otoño las precipitaciones debidas a los ciclones tropicales introducen masas de aire húmedo que dan lugar a chubascos y lluvias de importancia según la intensidad de las masas. Durante el invierno sólo una pequeña cantidad de humedad es acarreada por los vientos superiores, particularmente los del oeste, y producen escasas precipitaciones en las partes altas. Otras masas de aire, las del NE, conocidas como "nortes", también producen lluvias de este tipo y se acompañan por heladas y, en ocasiones, por precipitación nivosa en las montañas.

Isoyetas anuales

La isoyeta de los 1000 mm bordea la base plana de la Cuenca de manera que va de los 1000 mm a los 1500 mm correspondiendo éste último valor a la parte más alta de la Sierra.

La temporada más lluviosa se presenta durante los meses de julio, agosto y septiembre, siendo julio el mes de mayor precipitación en donde se alcanzaron 2000 mm de precipitación media para el período de 1933 a 1958. Los meses más secos son diciembre, enero y febrero, con precipitaciones medias de 15 mm. De ahí que predomine un régimen de lluvias estivales (80 a 94 % de la precipitación total anual) con la consecuente escasez de precipitación invernal (menos del 5 % del total anual).

Tipo y subtipo de clima

De acuerdo con las consideraciones anteriores, y según Köppen, el clima que se encuentra en la zona es templado con dos subtipos: Cwb(w) templado con lluvias en el verano, con temperatura media anual entre 12 y 18 °C y

con precipitación escasa en invierno, y Cwc(w)i, templado isotermal, con lluvias en el verano, temperatura media anual entre 5 y 12°C y escasa precipitación en invierno.

El primer subtipo se encuentra desde la parte baja hasta la cota de los 2800 m y el segundo se localiza arriba de los 2800 m de altitud.

GEOMORFOLOGIA

Las características litológicas indican que existen dos tipos de materiales de acuerdo con su grado de dureza.

El primero de ellos lo forma el material andesítico que es muy compacto, de manera que resiste en buena parte las degradaciones mecánicas y sólo es susceptible a las alteraciones químicas.

El segundo tipo de material presenta un menor grado de compactación y lo forman todos los detritus y materiales clásticos provenientes tanto de la degradación de las rocas, como de los materiales expulsados por las emisiones volcánicas.

La acción de la helada

La disyunción en bloques se produce por las oscilaciones de la temperatura que obligan a la roca a esfuerzos físicos de expansión y de contracción lo que produce un agrandamiento en la red de juntas y diaclasas con la consecuente pérdida de la cohesión. El ensanchamiento de estas formas estructurales de la roca es aprovechado por el agua que penetra al interior donde se congela por la acción de la temperatura actuando a manera de cuña, lo que ayuda a la fragmentación del material. Esta gelifracción es particular de los macizos rocosos desprovistos de vegetación, tales como los Cerros de Tierras Coloradas y Acoconetla entre otros, pero en general se presenta con regular intensidad en todos los macizos de la zona montañosa.

En los depósitos clásticos de las partes media y baja de la zona, la acción de la temperatura se reduce a incrementar las reacciones químicas que aceleran la descomposición de los materiales.

Formas del ataque de la lluvia en las rocas duras

El agua de las lluvias no provoca grandes degradaciones mecánicas en los macizos rocosos cuando se encuentran cubiertos por una amplia capa de materiales clásticos, de suelos y de una gruesa cubierta vegetal que impide que las gotas de lluvia caigan directamente en las superficies rocosas; no obstante, el agua que se infiltra provoca la destrucción química de la roca al humedecerla a través de diaclasas y fisuras. Un factor importante que contrarresta la infiltración es la fuerte pendiente. En efecto, cuando la superficie de la roca es más o menos horizontal, permite largo tiempo el contacto con el agua y las cavidades resultantes de la descomposición retienen la humedad y se agrandan poco a poco. Por el

contrario, las laderas de fuerte pendiente hacen que el agua corra rápidamente y por tal motivo la permanencia de ésta en las superficies rocosas es menor.

El ataque en los materiales clásticos

En estos materiales el ataque químico es de mayor importancia por la gran porosidad que facilita la infiltración del agua que aunada a la presencia de la cubierta vegetal genera una pedogénesis que es, en cierto modo, una variante del ataque químico.

La acción mecánica

El ataque mecánico por el agua en los materiales clásticos está representado por fuertes fenómenos de deslizamiento, derrumbes y asentamientos de los materiales debidos a las intensas infiltraciones que saturan al máximo las diferentes capas de tal manera, que rompen el equilibrio de cohesión de las partículas al embeberse todos los intersticios dejados entre partícula y partícula, funcionando como un excelente lubricante. Facilitan la acción de estos fenómenos, la pendiente del terreno, el peso de los árboles y el de los mismos materiales. Como los árbo' les carecen de un sistema radicular profundo y la estructura de los suelos es porosa e incoherente, se forma sobre el material clástico, ya de por sí debilitado, una rampa de deslizamiento que explica por qué los suelos de las partes altas de las montañas son muy delgados a diferencia de los suelos de las partes bajas de las laderas que alcanzan grandes espesores al estar constantemente alimentados por coluvios remozados por deslizamiento o por derrumbe.

Es probable que los asentamientos se produzcan en los períodos de sequía. Si se considera que el material actúa como una esponja que se hincha durante los períodos de lluvia, o sea cuando las filtraciones adquieren su máximo, a medida que las precipitaciones van disminuyendo la infiltración se hace cada vez menor por lo que la pérdida de agua provoca contracciones por la desecación que va sufriendo el material, formando así los asentamientos típicos de las vertientes expresados bajo el nombre de 'sufosión'

HIDROLOGIA

El volumen total precipitado sufre mermas considerables antes de ser canalizado en el río como gasto útil. Estas pérdidas se deben a la infiltración y evapotranspiración del agua que restringen la escorrentía superficial de las vertientes, principal fuente de alimentación del río.

LA INFILTRACION

En los terrenos que forman la zona de estudio, en la cabecera del río, a base de materiales andesíticos, se encuentran buenos acuíferos y mantos permeables tanto por lo fracturado del basamento como por la porosidad del subsuelo. A pesar de ser la zona que posee mayor precipitación, es la que tiene menor coeficiente de escurrimiento debido a que la vegetación densa y bien espaciada impide la caída violenta del agua al suelo de manera que ésta se puede infiltrar lentamen-

te a gran profundidad alimentando así los mantos freáticos que afloran en las partes más bajas de las vertientes en numerosos manantiales y veneros característicos. Junto con esta infiltración freática se tiene también una infiltración hipodérmica representada por aquella fracción de agua que escurre entre el till del suelo y el horizonte más superficial y que es causa de algunos procesos de solifluxión y asentamiento.

A partir de la cota de los 2800 m y ya dentro de los depósitos Tarango la infiltración decrece por dos factores: el primero de ellos, deriva de la carencia de una cubierta vegetal que impide la escorrentía violenta, en donde el agua pasa rápidamente de la parte superior de las vertientes a la cuenca del río; el segundo factor se debe a la presencia de capas de vidrio volcánico que constituyen verdaderos selladores a la poca agua que se logra infiltrar de manera que ésta penetra como infiltración hipodérmica sólo en algunas zonas donde se conservan capas de suelo.

LA EVAPOTRANSPIRACION.

Esta se encuentra constituida por la fracción de agua que se infiltra al suelo para ser regresada casi inmediatamente a la atmósfera. Prácticamente esta fracción de agua sigue dos caminos: del agua que cae, una parte se evapora sin lograr penetrar en el suelo pues es retenida en los intersticios de las hojas, en las rugosidades de las ramas y troncos, etc.; del agua que penetra en el suelo, una parte queda sometida a la evaporación física, ya que la mayor parte de los suelos son más o menos porosos debido a su textura, lo que permite una buena circulación del aire. La evaporación física gana en profundidad a veces hasta los dos metros en los lugares en que los suelos son muy potentes y esponjosos; ésto sucede particularmente en las partes bajas de la vertiente en donde, como consecuencia de los fenómenos de capilaridad, aún en los poros más finos, el agua tiende a subir dirigida por la evaporación física que se ejerce sobre la superficie y que crea un efecto de succión facilitando por otra parte el fenómeno osmótico.

La evaporación física adquiere máxima importancia durante los períodos que anteceden a la estación lluviosa, cuando se alcanzan altos valores de temperatura y se presentan invasiones de masas de aire secas, aunque no dejan de tener importancia los valores de evaporación registrados en los meses de lluvias en donde la fuerte temperatura y la abundante humedad lo permiten.

Por lo que respecta a la transpiración, ésta es más homogénea y se refleja en los valores del agua infiltrada; las raíces vegetales penetran en el suelo de manera que las plantas pueden adquirir el agua a través del bombeo que de ella hacen. La importancia de este bombeo depende exclusivamente del sistema radicular de las plantas, en las que el volumen de las raíces es aproximadamente igual al de las partes aéreas, fenómeno que tiene mucha importancia en el modelado por la protección natural que ofrecen las raíces para evitar deslaves masivos, que serían comunes en el caso de faltar esa protección radicular.

Por esta razón, la vegetación de esta zona debe conservarse íntegra, sobre todo en las partes altas donde el material clástico está en inmediata vecindad con la roca madre y bajo la influencia directa de la pendiente en donde la transpiración tiene especial importancia en la génesis de los asentamientos " en cuchara", en áreas de pendiente mayor a los 20°. En efecto, cuando se saturan los subsuelos y los

y los suelos, cuya formación está dada por materiales piroclásticos con textura areno-arcillosas, tienden a aumentar de tamaño y este aumento modifica el volumen de agua que se refleja en la aparición de fenómenos ticsotrópicos en el terreno.

LA ESCORRENTIA

En el balance hídrico, la escorrentía es el resultado de los valores de la precipitación menos los valores de la infiltración y evapotranspiración. En la parte alta de la cuenca, donde la vegetación es densa y bien espaciada, la escorrentía sólo se logra cuando se ha embebido completamente el suelo. Así, la gran cantidad de materia orgánica, la textura del suelo, la estructura del subsuelo y la cubierta protectora de las copas de los árboles, se unen para impedir el desarrollo de una escorrentía importante, la cual sólo circula como una delgada capa de agua que se extiende en forma difusa y que carece de importancia modeladora.

No sucede lo mismo en la zona baja de la cuenca, en donde la escorrentía fluye violentamente por las vertientes y por las torrenteras rápidamente socavadas. Aquí es donde se acentúa la dinámica morfogenética, tanto del agua precipitada como de la escurrida, sobre los materiales muebles de los depósitos Tarango lo que hace que sea esta zona la que aporte mayores volumenes al gasto del río.

EL ESCURRIMIENTO.

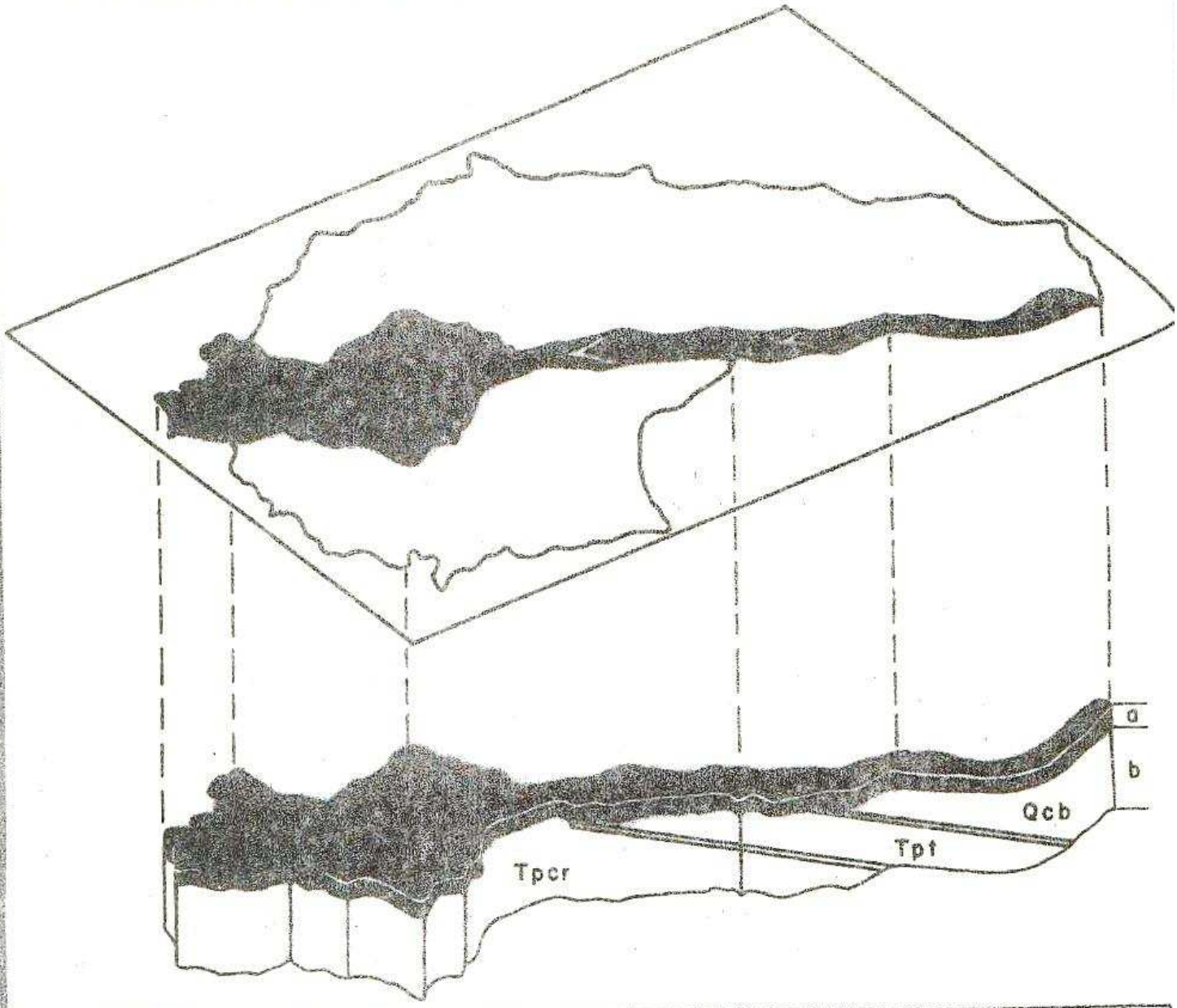
La precipitación media anual de la cuenca es de 1253 mm valor elevado que se ha representado gráficamente en relación con el escurrimiento y la evapotranspiración (gráfica No. 1). De acuerdo con estos datos se encuentra que el coeficiente de escurrimiento anual es de 11.51 % mientras que el porcentaje restante, 88.49 %, corresponde a la infiltración y a la evapotranspiración. A pesar del alto valor que se tiene de la infiltración y de la evapotranspiración (1108.70 mm), el escurrimiento logrado (144.30 mm) es suficiente para que se establezca una buena dinámica fluvial. El escurrimiento del río, deducido de la misma gráfica, corresponde exactamente al impuesto por las condiciones climáticas; en efecto, se puede observar que el escurrimiento máximo se produce durante el verano, en los meses de julio y agosto e inclusive en una pequeña parte del otoño en el mes de septiembre, período de escurrimiento que está relacionado con el período de las precipitaciones realizadas en los mismos meses. Después de estos máximos en el gasto del río, el escurrimiento decrece en forma notable en los meses siguientes y la alimentación se basa en precipitaciones locales aisladas propiciadas por perturbaciones de la atmósfera superior, que pueden provocar un escurrimiento más o menos importante según su carácter e intensidad.

Por otra parte, existe un aporte de las aguas infiltradas que van reintegrándose lentamente al escurrimiento, al aflorar por medio de manantiales, o bien alimentando el manto freático en el lecho del río. En esta forma se obtiene un continuo funcionamiento del río que durante los meses de febrero, marzo y abril, alcanza sus gastos mínimos.

DINAMICA DEL RIO

Como se ha visto antes, aguas arriba de los 2800 m de altitud, se locali-

PRECIPITACION Y ESCURRIMIENTO



Cuenca	área km²	lluvia media anual en mm. (a+b)	escurrimiento medio anual en mm. (a)	infiltración y evapotranspiración anual en mm. (b)
Magdalena	46.0	1253	144.30	1108.70

G E O L O G I A

Qcb Cuaternario clástico basáltico

Tpt Terciario Pliocénico Tarango

Tpcr Terciario Pliocénico Cruces

zan las formaciones andesíticas de la Sierra de Las Cruces (Tpcr). En esta zona, el río se adapta a la estructura basal ya que la resistencia que ofrecen las rocas muy consolidadas y los numerosos escombros del talweg, disminuyen la fuerza del río, modificando su dinámica que se refleja en la existencia de un lecho con variaciones continuas en pequeñas distancias, tanto en anchura como en profundidad, desde su nacimiento hasta el contacto con la formación Tarango. Así pues, el río se presenta con una pendiente irregular, con riberas mal marcadas por lo que el agua se ve obligada a fluir por aquellos lugares donde encuentra menos resistencia.

El desgaste directo en el lecho es mínimo porque la roca resiste una abrasión intensa; sin embargo, estos materiales sufren fenómenos de intemperización que pueden observarse durante los períodos de estiaje cuando la desagregación térmica, la variación de la humedad y los efectos químicos del agua, se encargan de fragmentar el fondo rocoso del talweg que se separa en materiales mas o menos movilizables y susceptibles de acarreo.

Es necesario considerar, que estas acciones sólo se producen en las partes ocupadas por el lecho menor, fuera del canal de estiaje en el que el agua fluye continuamente.

Durante la época de mayores gastos, el poder de erosión del río adquiere gran importancia en el socavamiento de las márgenes pues la dureza de las rocas impide el ataque vertical directo del talweg. La desaparición de las riberas se debe también a los efectos puramente gravitacionales que intervienen en los procesos de deslizamientos y derrumbes producidos en las laderas. Estas acciones que se suceden continuamente provocan el siguiente fenómeno: las laderas de fuerte pendiente presentan un material sumamente deleznable fácilmente movilizable, de manera que entre las laderas y las márgenes del río se establece un contínuo movimiento de materiales que invaden con frecuencia las riberas haciéndolas desaparecer. Todos estos movimientos depositan un material muy heterogéneo sólo removido durante las mayores avenidas, por lo que el lecho del río está tapizado en su totalidad, pudiéndose encontrar desde pequeños guijarros hasta grandes cantos cuyas dimensiones pueden sobrepasar los dos metros. Esta es la razón por la que la calibración de los materiales no se identifica plenamente con la relación forma-caudal.

Todo el material de grueso calibre sufre una remoción muy lenta; durante los gastos medios solamente los guijarros pequeños pueden ser arrastrados como acarreo de fondo, mientras que los materiales de pequeño calibre circulan como carga real del río en pequeños tramos. Por lo que respecta a los materiales finos, arenas y limos en general, se depositan en las sinuosidades del curso del río de manera que sólo las partículas coloidales son transportadas en solución completamente.

La dinámica del río cambia de manera notable a medida que penetra en las rocas muebles de la formación Tarango, en donde el talweg se incide provocando que la pendiente del lecho se haga más uniforme.

Antiguamente la entrada del río a esta zona constituía un serio peligro, pues la fuerza inusitada que adquiría el escurrimiento después de su encajonamiento en el cañón de Contreras provocaba divagaciones que facilitaban su desbordamiento

y ocasionaban torrentes muy peligrosos para la población establecida a lo largo de su curso bajo. Por esta razón se construyeron una serie de represas cuyo objeto principal fué el control de estas avenidas y, en segundo lugar, la obtención de energía eléctrica. Actualmente, en el período de crecidas, el agua es canalizada hacia el Pedregal de San Angel por medio de una presa derivadora, denominada Desviación Alta del Pedregal, con lo que decrece el gasto del río en su curso bajo, evitando así los peligros de inundaciones y facilitando además su desagüe.

CONCLUSIONES.

Los procesos morfogenéticos analizados y el modelado resultante presentan un marco dinámico, interacciones en donde se plantean problemas cuya solución es necesaria, según las diferentes unidades geomorfológicas.

La región montañosa y zona de las tierras altas. Para esta unidad, los procesos morfogenéticos no presentan grandes problemas; la mayor parte de los terrenos que la componen son muy resistentes a los fenómenos erosivos y ésto da por resultado una evolución bastante lenta pero contínua. En la zona montañosa correspondiente a los macizos andesíticos solamente es notable el proceso de la gelifracción que provoca la paulatina disyunción de bloques y fragmentos que se integran a las zonas más bajas como material de derrumbe.

Para aquellas partes en donde la carpeta vegetal es más contínua, la formación de un suelo delgado derivado de la presencia de un material semievolucionado, con gran cantidad de materia orgánica en la que sobreviven pequeñas matas de pastos y arbustos que, en parte, mantienen su misma evolución.

La zona de las tierras altas. En esta zona ya se observa una mayor potencia de las capas de suelos derivados del material derrumbado y enriquecido por materia orgánica. Debido a las fuertes pendientes, el suelo se conserva mejor en las oquedades y depresiones del terreno, donde además se forman densos núcleos de vegetación compuesta de pastos, hierbas, arbustos y árboles de gran tamaño como pinos y abetos, que aglutinan fuertemente al suelo. Sin embargo, como éstas capas no evolucionan directamente de la roca madre sino que por el contrario, forman un tapiz sobreimpuesto a ella, se forma una zona de contacto por la que circula el agua, originando procesos de solifluxión, de lavado y de asentamientos que rompen la estabilidad del suelo al minar sus agregados.

Tanto la zona de montaña como la de tierras altas pueden considerarse todavía en su medio natural lo que significa una interacción de fuerzas morfogenéticas más o menos equilibradas cuyo rompimiento está en función de la velocidad con la que el hombre alcance la zona.

Zona del talud transicional. En esta zona de pendiente continua, valores de precipitación y de temperatura, influyen en los diversos tipos de cubierta vegetal y, por lo tanto, la intensidad de los procesos morfogenéticos es distinta. En algunas partes la acción antrópica es un importante agente que acelera la intensidad de la ablación. El mal uso que se está haciendo de los bosques propicia la desaparición de los mismos en las laderas, lo que hace que la densidad de la cubierta se reduzca considerablemente.

La destrucción de los árboles facilita escurrimientos masivos e intensos que decapitan en forma notable las deleznables capas de suelo y subsuelo creadas al abrigo de la cubierta vegetal y la ablación impuesta a las vertientes se acelera con

la velocidad del escurrimiento, lo que se traduce en menores coeficientes de infiltración. Todo esto crea problemas en la regularización del flujo aguas abajo de la cuenca y es necesario que se impidan al máximo las escorrentías superficiales intensas, mediante una reforestación de las zonas afectadas bajo las siguientes normas:

1. No es aconsejable, como se hace en la actualidad, una reforestación mediata a base de árboles jóvenes, ya que su fijación en el terreno es lenta durante los primeros años de su desarrollo, por lo que quedan expuestos a su destrucción rápida por el escurrimiento superficial, de manera que se pierde árbol y suelo en una misma acción.

Además, en un terreno como el de este estudio, el agua puede saturar los materiales disminuyendo la compactación por la que la cohesión del terreno se pierde y, por efectos de la pendiente y del peso de los árboles, se provocan continuos deslizamientos y asentamientos que son una de las características principales de la zona.

2. Es recomendable, por lo expuesto anteriormente, que se inicie una reforestación a base de pastos macollados y arbustos de fijación rápida, que puedan cubrir grandes áreas en un tiempo relativamente corto. Con ésto se ganaría una mayor cohesión superficial del suelo ya que, además del enraizamiento completo de este tipo de vegetación, su menor peso evitaría los asentamientos y deslizamientos del terreno. Por otra parte, la reforestación de pastos y arbustos reduciría el efecto de la escorrentía superficial incrementando la escorrentía concentrada en donde el agua tendría mayores coeficientes de infiltración en las vertientes, obteniéndose flujos mayores en el escurrimiento hipodérmico y subterráneo, lo que se reflejaría en la regularización hidrodinámica de la cuenca.

Después de esta primera etapa el terreno quedaría preparado para una reforestación de árboles de mayor tamaño y así, continuar con la forma en que se hace actualmente.

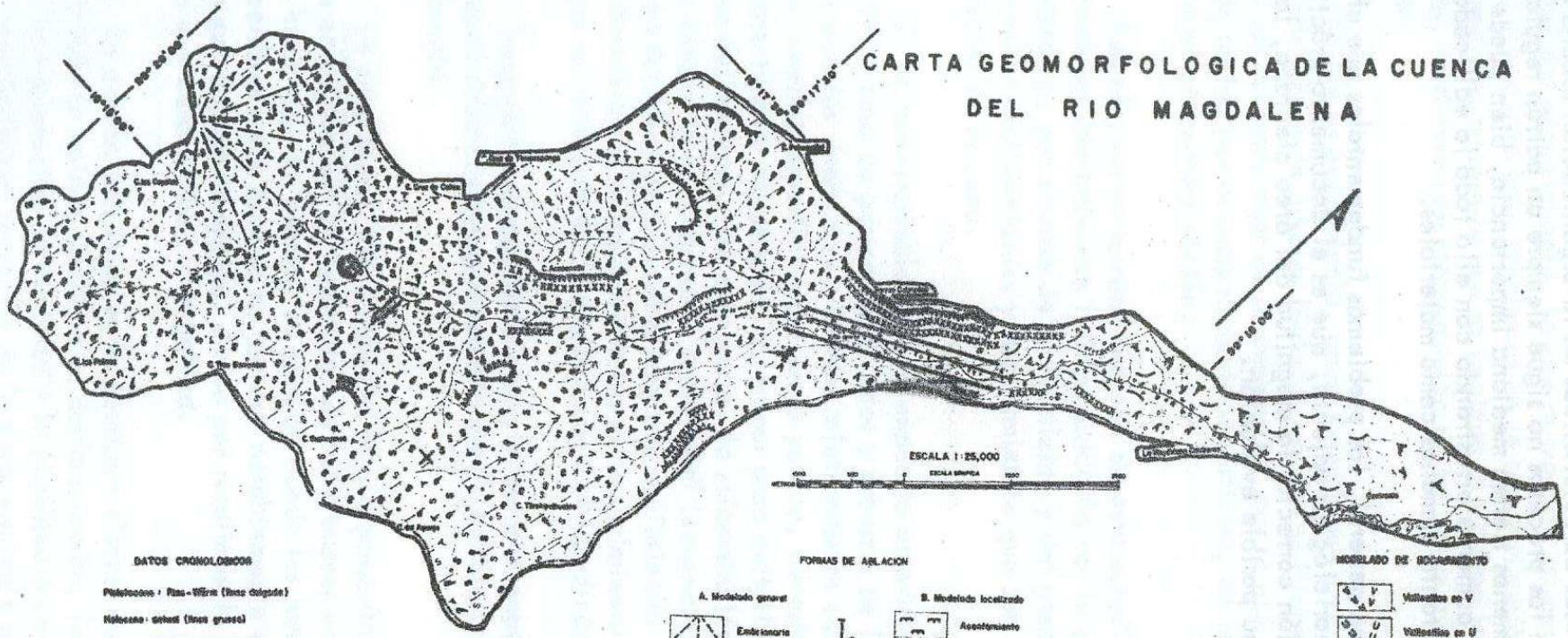
La zona baja. Esta unidad es la que presenta mayor alteración en su equilibrio ecológico por la intensidad de los procesos morfogenéticos, tanto físicos como humanos. En efecto, es aquí en donde los torrentes provenientes de las partes superiores de la cuenca se inciden notablemente en los materiales muy deleznables que ocupan la región, dando por resultado la formación de los abarrancamientos que caracterizan a la unidad.

La acción antrópica es la causante directa de la ruptura del equilibrio natural de toda la unidad debido a la desforestación, la construcción de casas habitación, la explotación de canteras y la explotación agrícola. Volver a reconstituir sus características naturales de la zona equivale a erogar grandes sumas de dinero que no representa la forma más práctica para solucionar el problema. Por esta razón, es mejor permitir el avance de la ciudad a esta región, pero siempre tomando en consideración las características del terreno en donde se va a edificar ya que, como se ha visto anteriormente, los materiales de esta zona son poco coherentes y manifiestan siempre tendencias hacia fenómenos de deslizamientos, derrumbes y asentamientos que con el peso de las construcciones se incrementan.

Es necesario tomar en cuenta esas características en la organización urbana de la zona, ya que la intensidad de los procesos no sigue siempre un patrón regular y, si en la actualidad estos fenómenos tienen mediana importancia, bien puede llegar el día en que su magnitud aumente arrastrando con ello todo lo edificado, con las consecuentes pérdidas tanto humanas como materiales.

Estos son, en forma general, los problemas fundamentales que afectan a la zona. La carta geomorfológica adjunta, que es el documento práctico de este estudio, da la ubicación correcta; la magnitud del área afectada, los fenómenos que le dan origen y su posible evolución.

CARTA GEOMORFOLOGICA DE LA CUENCA DEL RIO MAGDALENA



DATOS CRONOLOGICOS

Pleistoceno - Riss-Würm (línea delgada)

Holoceno - actual (línea gruesa)

DATOS ESTRUCTURALES

Falla visible

Falla probable

Cañón estructural

Cornisa

PRECISIONES TOPOGRAFICAS Y MORFOMETRICAS

Cornisa de 10 a 50m.

Cornisa de más de 50m.

Línea parteaguas

FORMAS DE ABLACION

A. Modelado general

Embrionario

Difuso

Superficial

Intenso con regueros

Reptación generalizada

Solifluxión pelicular

ESCORRENTIA

B. Modelado localizado

Asentamiento

Abarrancamiento

Bad lands

Derrumbe por pequeños

Coladas de lava

Incisión de torrente

DATOS HIDROGRÁFICOS

Escurrimiento estacionario

Límite del lecho mayor

Escurrimiento porcional

Cascada sobre lavas

MODELADO DE ACARREO

Valles tipo en V

Valles tipo en U

MODELADO ANTROPICO

Terrazas de labor

Caminos

Carreteras

Vías férreas

INSTITUTO DE GEOGRAFIA UNAM 1969 j f c b

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

A.R.V. Arellano. La composición de las rocas volcánicas en la parte sur de la Cuenca de México. Bol. Soc. Geol. Méx. Tomo XIII pag. 82. México, 1948.

A.R.V. Arellano. Estratigrafía de México. Memoria del Congreso Científico Mexicano. Tomo III. Pag. 172-186, México.

Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México. Climatología, Tomo II, cap. III. México, 1963.

Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México. Estimación de los Recursos Hidráulicos Superficiales. Tomo III. Cap. V. pag. 5-47. México, 1963.

García E. Modificaciones al sistema climático de Köppen. pag. 1-17, 27-31 UNAM. México, 1964. (edición propia)

López R., La dinámica fluvial. (manuscrito inédito) México, 1966.

Tricart, J. Geomorfología y Pedología. Revista geográfica de la U de los Andes. Mérida, Venezuela. Vol. IV y V. pag. 39-53.