

GEOMORFOLOGIA DE LOS LLANOS ORIENTALES

DOEKO GOOSEN

Introducción

Durante el estudio edafológico de los Llanos Orientales, llevado a cabo con la cooperación entre el Gobierno de Colombia y la FAO de las Naciones Unidas, el autor tuvo oportunidad de estudiar algo de la geología y la geomorfología de los Llanos Orientales, especialmente de Arauca, Vichada, Casanare de Boyacá y Meta.

Existen varias publicaciones sobre la geología de la Cordillera Oriental y de los Llanos Orientales, pero muy poco se ha escrito sobre la geología superficial y la geomorfología de los Llanos Orientales.

Para entender la composición de los sedimentos superficiales de los Llanos, es necesario hacer una breve

Terciario

Cretáceo superior (formación Guadalupe)
Cretáceo medio (formación Villeta)
Cretáceo inferior (formación Cáqueza)
Paleozoico: Carbonífero
Rocas intrusivas de Cundinamarca
areniscas y conglomerados

La Cordillera a través de su historia geológica ha sido sujeta a varios levantamientos y hundimientos. Desde el punto de vista geogenético de los Llanos los últimos solevantamientos grandes del Terciario y del Cuaternario son los más interesantes, porque estos dieron lugar a los grandes procesos de erosión en la Cordillera, causa y fuente de la sedimentación en los Llanos.

En el principio del Terciario las formaciones cretáceas empezaron a ser cubiertas por los depósitos terciarios. La formación Guaduas es la más conocida. La sedimentación continuó en condiciones terrestres por un sistema de ríos bajando de la Cordillera Central que en aquella época ya tenía alturas mucho mayores que la Cordillera Oriental.

En la mitad del Terciario (Oligoceno-Mioceno) empezó el levantamiento grande de la Cordillera Oriental en dos frentes principales: un frente largo en la región entre los ríos Duda y Upía y otro más corto, pero por lo menos tan intenso, en la región de El Cocuy. El solevantamiento fue acompañado de fuertes plegamientos y fallas paralelas y transversales a los plegamientos. El efecto general fue una erosión grande de los sedimentos terciarios depositados anteriormente, causando la deposición de los mismos materiales a niveles más bajos. El terciario superior así formado todavía está presente en los flancos de la Cordillera en las zonas al oriente de los dos frentes principales del levantamiento.

El levantamiento del terciario no fue muy grande comparado con el levantamiento del cuaternario; probablemente en ningún sitio de la Cordillera alcanzó 2.000 metros. El grande solevantamiento ocurrió después en el cuaternario. Según Schuchert apenas hacia el final del pleistoceno alcanzó la Cordillera alturas superiores a 3.000 metros. El levantamiento ocurrió según el mismo patrón descrito para el terciario. Hubach deduce de los

revista de la geología de la Cordillera Oriental, como compilación de lo publicado (véase la bibliografía).

Geología de la Cordillera

El croquis geológico del país muestra que el macizo de la Cordillera Oriental consiste principalmente de formaciones cretáceas, localmente ya erodadas y dejando al descubierto formaciones más antiguas del mesozoico y del paleozoico. Rocas intrusivas graníticas se encuentran entre el río Duda y el río Upía. Los flancos de la Cordillera a ambos lados tienen en grandes extensiones fajas del terciario. A continuación se da la composición aproximada de las distintas formaciones:

(esp. terc. superior)
areniscas
pizarra con bancos de caliza
pizarras
esquistos arcillosos alternando con calizas
grano-dioritas

afloramientos actuales las siguientes alturas alcanzadas para la formación Guaduas (Terciario inferior): en la región de Quetame y Guateque más de 6.000 metros, en la región del Upía alrededor de 4.000 metros, en el Nevado de El Cocuy más de 7.000 metros, y en la depresión del alto Arauca entre 2.000 y 3.000 metros, lo que indica claramente las ondulaciones en la dirección de la Cordillera.

El anterior proceso de levantamiento diferencial es muy importante para entender los sedimentos de los Llanos. En las zonas de mayor levantamiento la erosión fue mayor también porque allá las pendientes fueron mayores. El resultado de la erosión fue la remoción de estratos superiores dejando al descubierto estratos inferiores.

La erosión de la Cordillera fue acompañada por una sedimentación en los Llanos, y en forma muy simplificada podemos imaginarnos que los estratos en los Llanos reflejan los estratos de la Cordillera, pero en sentido invertido. Es decir, los estratos superiores de la Cordillera fueron erodados primero y como consecuencia fueron los depositados primero. Un estrato inferior de la Cordillera fue atacado más tarde y por tanto depositado *encima* del primer depósito en los Llanos. La erosión de los estratos de la Cordillera no fue pareja: donde ésta tenía mayor altura hubo mayor erosión y los estratos inferiores quedaron descubiertos y sujetos también a la erosión. Así en distintas partes de la Cordillera afloran diferentes estratos y el material depositado refleja esta diferencia.

En general se puede decir que los estratos terciarios fueron removidos en su totalidad. El estrato siguiente, el Cretáceo Superior (formación Guadalupe) fue removido en el sur casi completamente, pero parece todavía dominar en el norte (tal vez con excepción de El Cocuy).

Aquí probablemente se tiene el por qué de los sedimentos muy arenosos de Arauca y parcialmente de Casanare: la formación Guadalupe consiste principalmente de areniscas.

Al sur del río Upía la mayoría de los sedimentos llaneros contienen más arcilla, fácilmente explicable, porque en la parte correspondiente de la Cordillera hay mayor cantidad de pizarras del Cretáceo Medio e Inferior en la superficie. No faltan sin embargo las arenas, porque también en esta región de la Cordillera afloran conglomerados del pre-mesozoico y el granodiorita intrusiva.

Durante el estudio de suelos se ha observado que al noreste de Villavicencio y en la depresión de Medina hay suelos más rojos de los que comúnmente se encuentran en los Llanos. Estos suelos parecen tener una fertilidad algo mayor que otros suelos comparables en edad. No se conoce suficientemente la geología detallada de esta región como para explicar satisfactoriamente el fenómeno mencionado, pero algunos estudios geológicos indican la dirección en que hay que buscar la explicación. Wokittel (1953) menciona en la Cordillera oeste de Medina "capas rojas potentes" de arcillo arenisca, que pueden pertenecer al Permiano o al Carbón Superior; además menciona calizas del piso superior Carbonífero. Hubach (1955) menciona el llamado Grupo de Gachalá del Carbonífero, que aflora al oeste de Medina, y que consiste en esquistos arcillosos alternando con calizas y que en su opinión pueden producir suelos productivos porque contienen nutrientes fácilmente aprovechables por las plantas.

Geología superficial de los Llanos Orientales

El gran solevantamiento del Cuaternario causó una erosión tremenda en la Cordillera y los productos de esta erosión fueron transportados hacia los Llanos, formando allá los depósitos pleistocenos.

La figura 1 muestra en corte el esquema de sedimentación superficial en los Llanos.

En primer lugar se distingue el Pleistoceno Antiguo, un vasto manto aluvial depositado desde la Cordillera hasta el Orinoco. Los materiales son arenosos y cascosos cerca a la Cordillera y especialmente en Casanare y Arauca; paulatinamente cambian a materiales más pesados hacia el Este.

Como ya se dijo, el Pleistoceno fue un período de plegamiento y levantamiento muy activo en la Cordillera; la formación del Pleistoceno Antiguo fue afectada por estos procesos, especialmente al pie de la Cordillera, es decir en el ápice de la formación. Ocurrieron gran cantidad de fallas paralelas a la Cordillera; el ápice del Pleistoceno Antiguo se levantó, y unos kilómetros al este se hundió. El hundimiento afectó la región de Arauca y de Casanare y continuó en Meta en menor grado. La última zona presenta gran cantidad de fallas paralelas y transversales a la Cordillera; cada falla representando un movimiento relativo del Pleistoceno Antiguo a ambos lados de la falla, sin haber tenido el efecto de un hundimiento completo como en Casanare y Arauca. Por esta razón el conjunto de terrazas al este y al sur de Villavicencio es bastante complicado; hay partes que pertenecen al Antiguo Pleistoceno y hay otras que representan sedimentos más jóvenes.

El límite oriental del hundimiento es el valle propio del río Meta. Desde la confluencia con el río Manacacías hasta la frontera venezolana ese río corre casi en línea recta; los barrancos en la margen derecha son más altos que en la margen izquierda y se deduce de estas características la existencia de una falla según la línea que ocupa el río Meta.

Ya bien avanzado el Pleistoceno se estabilizó más o menos el terreno de los Llanos y empezó un nuevo ciclo de sedimentación, esta vez posiblemente relacionado con las glaciaciones de la Cordillera, que cubrieron todos los cerros encima de 3.200 metros en varias fases. En Arauca y Casanare se formó por deposición una llanura aluvial de desborde de gran extensión, y en el Departamento del Meta a lo largo de los ríos fueron depositados los sedimentos que actualmente forman las terrazas. Es bien posible que las tres fases más importantes de la última glaciación estén representadas, cada una, por una fase de sedimentación en los Llanos (6).

Hay indicios de que el hundimiento del Pleistoceno en Arauca y Casanare continúa hoy día en grado ligero. Desde hace 15 años el río Arauca se divide en dos en el punto El Bayonero (véase fig. 2). El agua desviada hacia el sureste inunda grandes zonas, que localmente se conocen como "raudales", y ya llega en unos puntos cerca al río Casanare. Evidentemente hay una depresión en el centro de Arauca a un nivel más bajo que el río Arauca. Es posible que se trate simplemente de que el río Arauca por sedimentación en sus orillas y en su lecho se ha elevado encima del terreno, y que el desvío de El Bayonero es la consecuencia natural de este desnivel, pero entonces parece extraño que únicamente el río Arauca presente tal fenómeno. Más lógico parece suponer la continuación del hundimiento tectónico, también porque la actual depresión en Arauca coincide con el centro del hundimiento del Pleistoceno.

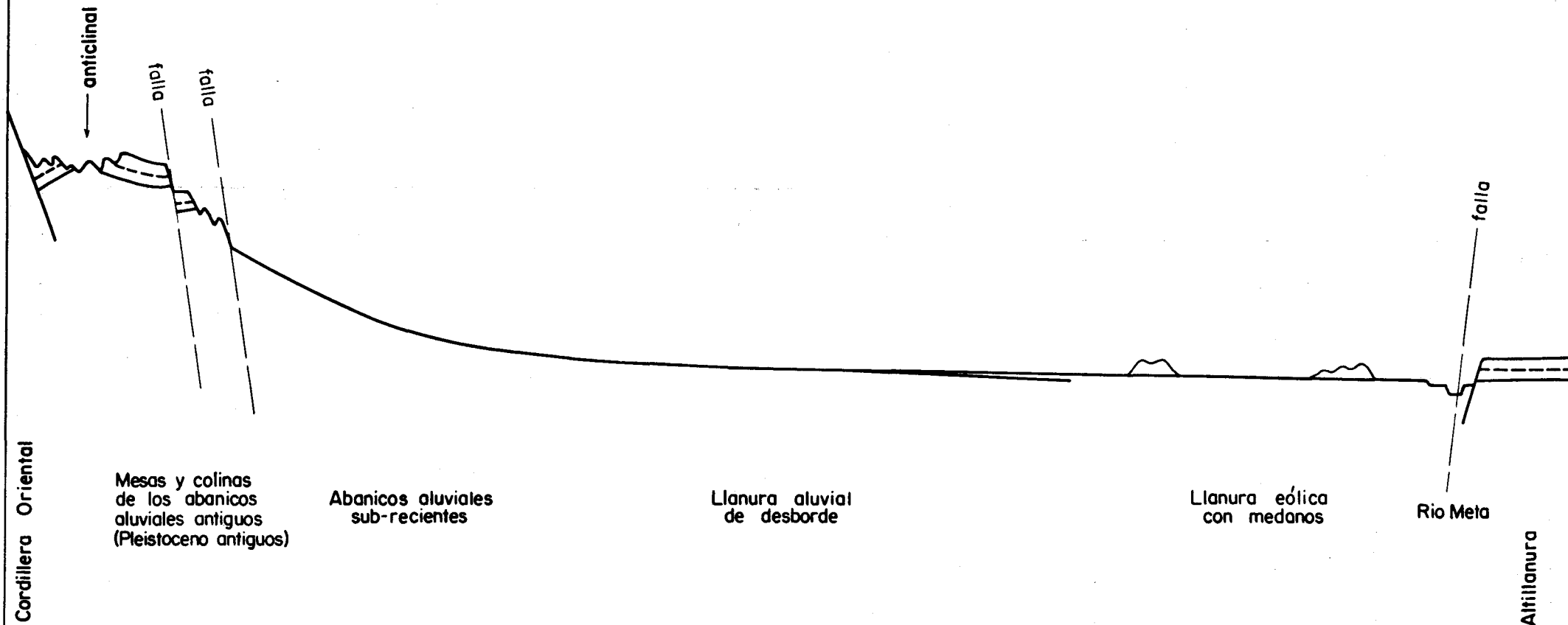
La llanura aluvial de desborde tenía en su tiempo de formación condiciones muy húmedas, las cuales mejoraron ligeramente una vez terminada la deposición. Cerca a la Cordillera se depositó por unidad de área más material que más adentro en los Llanos; por lo tanto el ápice de la llanura aluvial presenta alturas y pendientes un poco mayores, lo cual da un drenaje mejor que en otras partes. En esto influye también la textura de los materiales, toda vez que en dicho ápice los materiales de formación son más gruesos.

En la misma época, es decir al terminar el Pleistoceno, ocurrieron varios cambios de clima. Durante los períodos secos hubo una fuerte acción del viento, resultando en depósitos de loess y arena en la llanura eólica al Este de la llanura aluvial de desborde. Más adelante se describe en detalle los fenómenos relacionados con esta sedimentación.

Al terminar la última glaciación disminuyó el caudal de los ríos, y empezó el último y actual período geológico, el Holoceno. La transformación de los ríos todavía es visible en la superficie. La figura 3 muestra el caño Güirripá al oeste de Orocué y es un ejemplo típico de un río con "misfit" o "underfit meanders", significando esto que los meandros del caño actual son muy pequeños en relación con el tamaño del valle. Los meandros abandonados son más grandes y representan al caudal antiguo del caño. Dury menciona el mismo fenómeno para muchos ríos de Europa.

Figura N° 1
CORTE ESQUEMATICO A TRAVES
CASANARE DE BOYACA

Escalas: horizontal 1:1'000.000
vertical 1:10.000



Geomorfología de los Llanos

La fig. 4 muestra el mapa de los paisajes de los Llanos.

La tabla siguiente enumera las unidades, con su posible edad.

Pie de Monte

Colinas

(Abanicos aluviales antiguos fuertemente disectados)

Abanicos aluviales antiguos en forma de mesas y terrazas

Abanicos aluviales subrecientes

Pleistoceno antiguo y Terciario

Pleistoceno antiguo

Pleistoceno medio y joven

Llanura aluvial de desborde

Llanura aluvial de desborde subreciente

Llanura aluvial de desborde reciente con selva

Pleistoceno medio y joven

Pleistoceno joven

Llanura eólica

Llanura eólica con escarceos

Médanos

Pleistoceno joven y Holoceno antiguo

Pleistoceno joven

Terrazas

Terrazas aluviales a varios niveles

Altillanura, fases plana, ondulada y fuertemente disectada

Pleistoceno medio y joven, Holoceno antiguo

Pleistoceno antiguo

Aluviones recientes

Holoceno joven

Las edades mencionadas arriba deben considerarse como tentativas. Para establecer una cronología absoluta, es necesario disponer de datos más exactos.

tran en posición elevada. Las fases planas y onduladas en los Llanos son frecuentemente conocidas bajo el nombre de "mesas"; este nombre es bien aplicado porque el paisaje forma una extensión de terreno plano, bordeado por barrancos. Localmente esas formaciones presentan pendientes hasta 5%, en general, en dirección oriental. Los barrancos corresponden en el límite orien-

Descripción de las unidades

Los abanicos aluviales antiguos pertenecen principalmente al Pleistoceno antiguo, y estos restos se encuen-

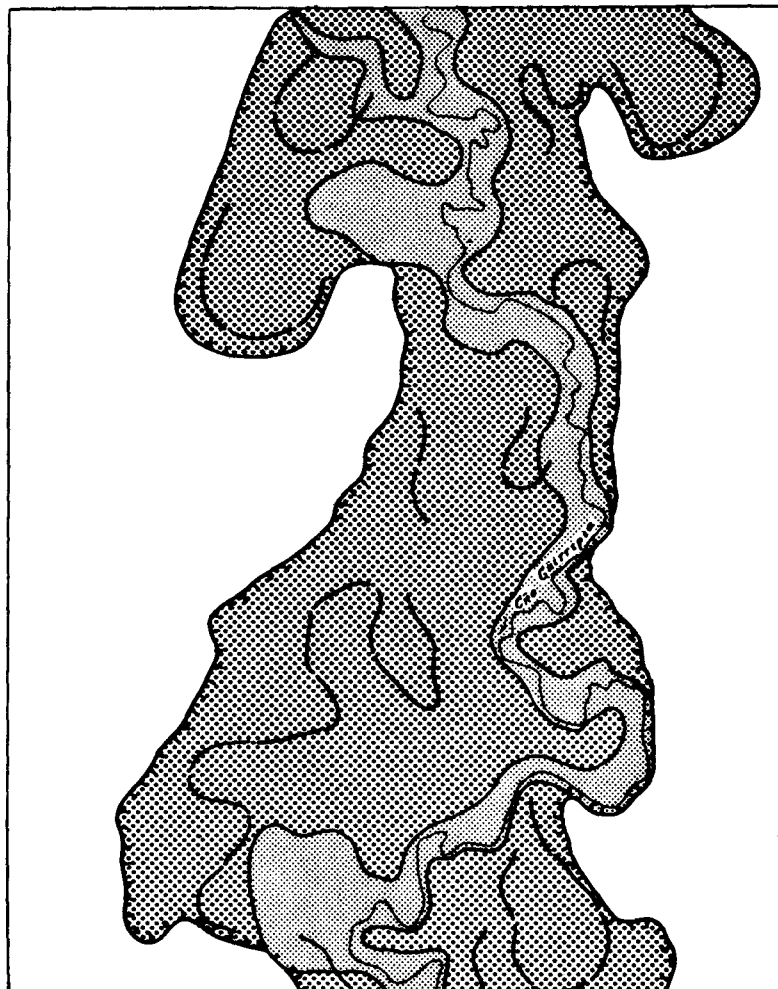


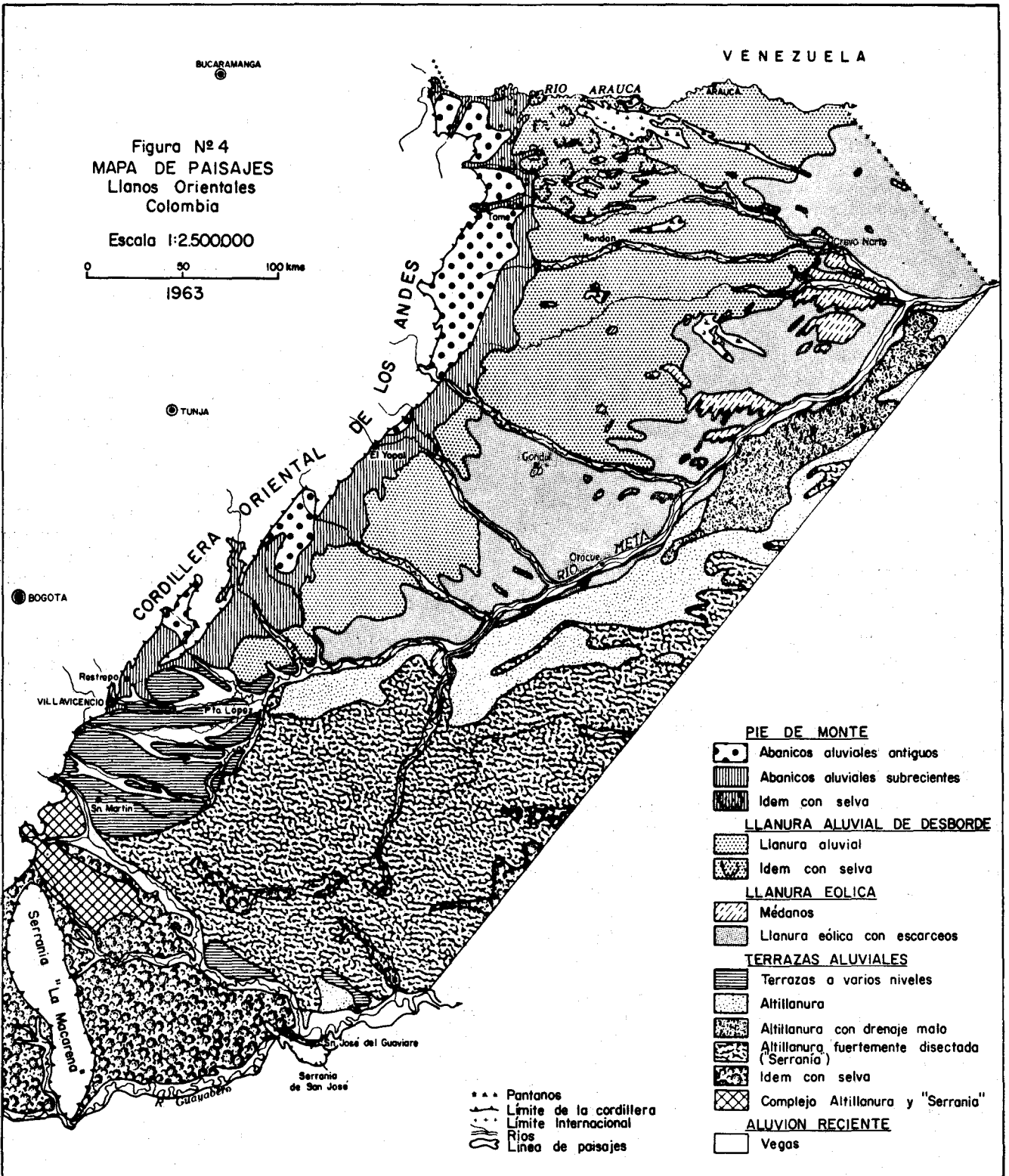
Figura Nº 3

MEANDROS MAL AJUSTADOS DEL CAÑO GÜIRRIPIA

Escala: 1:40.000

CONVENCIONES

- Llanura eólica
- Aluvión antiguo
- Aluvión reciente
- Barranco
- Meandro antiguo



tal casi siempre a las líneas de las fallas. Los materiales de las mesetas son arenosos y contienen en la superficie en Casanare y Arauca muchas veces cantos rodados hasta de un diámetro de 2 metros. La elevada posición y la textura gruesa causan un drenaje excesivo, por lo cual estas mesetas son muy secas en los veranos.

Otro efecto de la posición elevada es la erosión. Los barrancos fuertes se pueden considerar como pendientes muy inestables y por eso son afectados fácilmente por la erosión. Este proceso ha actuado durante un tiempo relativamente largo y el resultado ha sido que gran parte del Antiguo Pleistoceno ya no se presenta en forma de mesetas, sino en forma de colinas bajas. Frecuentemente quedaron al descubierto los estratos terciarios y por lo tanto el límite entre las colinas bajas y la Cordillera es gradual. En varias partes el Antiguo Pleistoceno fue sujeto a plegamientos suaves, resultando en pendientes mayores (p. e. entre 7 y 12%).

Hacia el sur la textura de las mesetas es más pesada. Al sur del río Ariari y al este de San Martín existen también las formaciones del Antiguo Pleistoceno que, por tener semejanza con la altillanura del oriente, del Meta y del Vichada, se ha incluido parcialmente en tal altillanura.

Los abanicos aluviales subrecientes del pie de monte se deben considerar como el ápice de la llanura aluvial de desborde, que por razones de pendiente, posición y texturas relativamente livianas, tienen condiciones hidrológicas mejores que la llanura aluvial de desborde en sí. Se dividen en tres unidades: la primera se llama *abanico superior*, y es formada por la faja pegada contra la Cordillera o contra los barrancos de las mesetas y representa el ápice de los abanicos aluviales subrecientes, un sedimento en principio de materiales livianos, pero frecuentemente cubierto con materiales pesados por razón de erosión laminar y lenta desde las pendientes de la Cordillera inferior. Las pendientes de la unidad son de 1-5%; localmente se presentan pendientes más fuertes, donde los caños han cortado por debajo de la superficie promedio.

Sigue al anterior el *abanico inferior*, que se debe considerar como la continuación hacia el este del anterior. Las pendientes son menores, y en el modo de deposición ya se pueden reconocer los principios de sedimentación diferencial tan evidentes más abajo. El proceso de la sedimentación diferencial, obedece principalmente a los cambios de pendiente y de velocidad del agua de inundación. Dicho proceso puede explicarse como sigue:

Donde hay un cambio brusco en pendiente, como ocurre en los sitios donde los ríos salen de la Cordillera, se depositan los materiales gruesos que estaban en suspensión o rodando en el fondo de los ríos. La acumulación grande de materiales en tales sitios causa un cambio muy frecuente en el cauce de los ríos; finalmente el ápice de un abanico aluvial tiene un patrón tan intrincado de cauces viejos, que es difícil ya reconocer los cauces individuales.

Más abajo hay terreno más amplio para los cambios de los cauces y es posible distinguir los cauces individuales. Los ríos que atraviesan tal terreno, se desbordan en tiempo de crecientes y causan un flujo de agua en forma laminar sobre éste. La velocidad del agua disminuye rápidamente al salir del lecho y los depósitos gruesos en suspensión se depositan cerca a éste, mientras

los depósitos finos son llevados más lejos a los terrenos bajos, donde se depositan.

Tal sedimentación diferencial se puede ver en varias partes del abanico inferior. Hay fajas de textura arenosa que atraviesan esta unidad, fajas que presentan los sitios donde antiguamente corría un río, que ha dejado allí sus materiales livianos, en forma de diques naturales. La superficie del abanico inferior sufrió pequeñas modificaciones después de su formación. Aparentemente actuó una erosión superficial, tal vez en forma laminar, "suavizando" los rastros agudos de la sedimentación aluvial. Algunos caños se formaron y hay zonas donde estos caños posteriormente se rellenaron con materiales finos, producto de la erosión laminar, y donde el drenaje malo causó mayor acumulación de materia orgánica.

Por diferencia en textura relacionada con la naturaleza de las formaciones geológicas en la Cordillera, se puede separar el abanico inferior en tres fases: una de texturas livianas, otra de texturas medias y la tercera de texturas pesadas.

La tercera subdivisión de los abanicos aluviales subrecientes es el *abanico pedregoso*, formado posiblemente en una época de crecientes, representando muchas veces una fase de sedimentación más joven que el abanico inferior. Parece que las grandes crecientes mencionadas removieron partes del abanico inferior y las reemplazaron con sus propios sedimentos, caracterizados por una mayor cantidad de cascajo y piedra cerca a la superficie y distribuidas en fajas entrelazadas que todavía reflejan muy bien como se entrelazaron los cauces distintos de las avenidas de los ríos, "madres" de la unidad.

La llanura aluvial de desborde recibió este nombre en analogía a formaciones similares en las Pampas argentinas (Frenguelli, 1925), y allí denominada con el nombre Llano de desborde.

Por las características de los suelos se dividió la unidad en una fase subreciente y otra fase reciente, ocupando la última el occidente de Arauca, donde se encuentra selva. En la geomorfología no hay mucha diferencia importante, y en lo siguiente se trata como una unidad sola.

Mientras que en el abanico se puede reconocer un patrón distributivo de los cauces, con su centro en el punto donde salen los ríos de la cordillera y de allí repartiéndose en forma de abanico, se observa que el patrón de sedimentación en la llanura aluvial de desborde ya sigue una alineación paralela de los distintos cauces. No hay un límite abrupto porque la llanura aluvial de desborde es la continuación de aguas abajo de la sedimentación aluvial que empieza con los abanicos.

Ya se ha dicho que en el abanico inferior se puede distinguir el patrón de sedimentación diferencial. En la unidad que se discute aquí es aún más evidente tal patrón. Los diques naturales son más alejados entre sí y son separados por zonas bajas, donde las aguas de inundación se acumularon, sedimentando casi todos los materiales finos en suspensión. En los Llanos tales zonas son conocidas con el nombre de "bajo", ciertamente muy apropiado. En el terreno con alguna práctica no es difícil de distinguir los dos elementos principales del paisaje, los diques y los bajos.

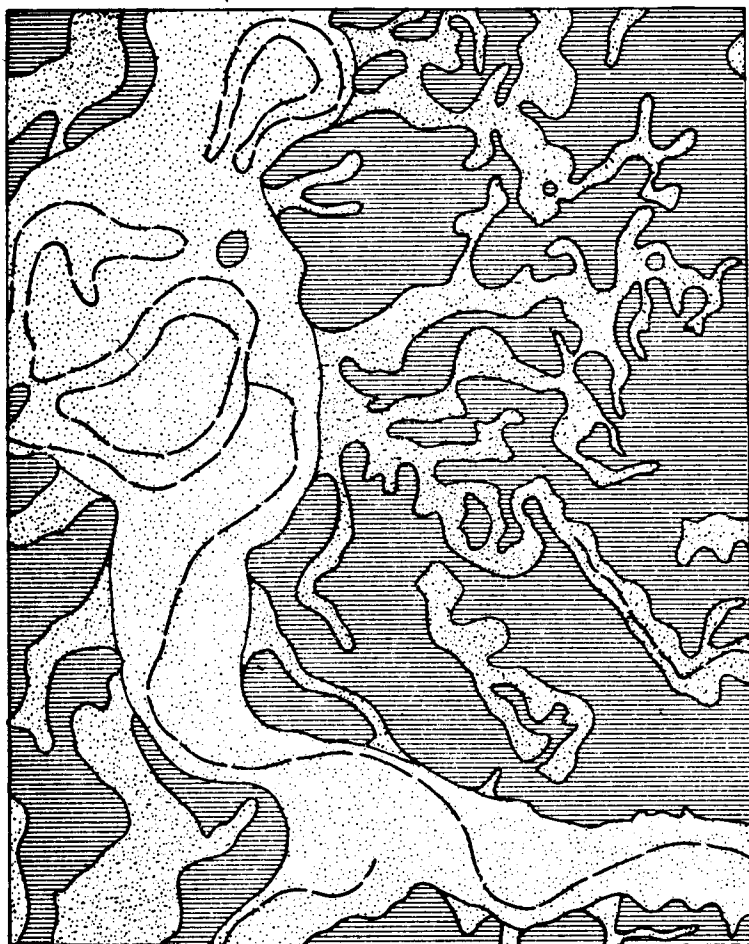






Figura Nº 5

LLANURA ALUVIAL DE DESBORDE

Escala: 1:40000

CONVENCIONES

-  Dique natural (Banco)
-  Dique natural de la salida de madre (Banqueta)
-  Bajo
-  Meandro abandonado (Cañada)

Más abajo, los ríos depositaron sus materiales en un ambiente más tranquilo. Hubo menor número de cambios bruscos en los cauces y cualquier río ocupó durante mayor tiempo su propio lecho. Por esta razón los diques individuales tienen mayor tamaño y la distancia entre sí es mayor.

Los diques se conocen en los Llanos como "bancos". Por la gran cantidad de material acarreado y el caudal grande de los ríos en el tiempo de la sedimentación, los diques se elevaron encima del terreno general. Crecientes repentinas causaron brechas en los diques y las aguas se repartieron en los bajos, depositando sus materiales a lo largo de tales "salidas de madres". Los diques pequeños así formados se llaman en los Llanos "banquetas". La fig. 5 muestra los detalles de la formación cerca a Rondón, al norte del río Casanare. El patrón de sedimentación es muy similar a patrones deltaicos. Los cauces viejos que ocupan el centro de los diques son conocidos bajo el nombre de "cañadas"; en el verano son secos, pero en el invierno se llenan y drenan el agua de lluvia. Los bajos se inundan completamente en el invierno; ocupan más del 50% de la llanura aluvial de desborde y por lo tanto el tránsito se dificulta mucho; únicamente los diques sirven de camino para los llaneros.

Un fenómeno sobre todo típico para la llanura aluvial de desborde es la ocurrencia de los "zurales". Un zural es un terreno lleno de zuros, pequeños montículos separados por zanjas (véase la fig. 6). Los montículos representan el nivel original del terreno, y las zanjas son canales de erosión. La red de zanjas es muy intrincada e irregular; la profundidad de las zanjas varía entre 0.20

y 1.50 m., y la anchura entre 0.30 y 2 m. La profundidad es determinada por la base local de erosión, lo que puede ser el fondo de un bajo o el nivel de un caño cercano. Las zanjas se forman en terreno casi plano, donde la lluvia de aguaceros se acumula en numerosos arroyuelos, corriendo donde la resistencia es menor, es decir entre los manojos de pasto o árboles individuales. Debajo de la selva las zanjas tienden a ser más separadas y más profundas si la base de erosión lo permite.

El suelo, con muchos minerales del tipo kaolinita, tiene poca cohesión y resistencia contra la erosión y es fácilmente acarreado por el agua. En cada época de invierno las zanjas se profundizan algo. En períodos de alta saturación con agua puede ocurrir que las paredes verticales de las zanjas se desploman, cerrando así en parte los zurales. El terreno asume entonces un aspecto como picado de viruelas.

Los zurales se encuentran principalmente en la parte superior de la llanura aluvial de desborde, cerca a la Cordillera, donde las pendientes son algo mayores que más al Oriente. El problema para la agricultura y la ganadería es evidente; la mecanización se dificulta mucho, y el ganado, cuando entra en las zanjas profundas, frecuentemente no sabe salir y fallece, ya por hambre, ya por exceso de agua.

La llanura cólica sigue en el oriente a la anterior en Casanare y Arauca, y está limitada en el oriente por el río Meta. La base de esta llanura es igual a la llanura aluvial de desborde: bancos y bajos se encuentran en el subsuelo. Pero tal formación fue sepultada por un depósito franco limoso a franco arcillo limoso, como un

loess. Este depósito eólico sube el terreno hasta profundidades variables. En varios sitios la capa es muy delgada y únicamente los bajos fueron llenados, mientras que los diques todavía sobresalen como camellones. Por el relieve plano el drenaje es pobre, y ocurren encharcamientos en el invierno.

La llanura eólica muestra un fenómeno que hemos llamado "escarceos". Los escarceos son fajas elevadas de pequeña altura (hasta 50 cms.) y con una anchura entre 2 y 5 metros, aunque ocurren escarceos de mayor anchura. Los escarceos son curvados y corren más o menos paralelos; a veces se conectan entre sí, pero no se cruzan. La dirección es aproximadamente según las curvas de nivel (Fig. 7). Hasta el momento la mejor explicación de su formación es como sigue: Las partículas del suelo son bastante uniformes en tamaño y en tal caso los puntos de contacto entre las partículas individuales son mínimos, lo que resulta en una cohesión mínima. En épocas de invierno, cuando el suelo es completamente saturado con agua, la cohesión disminuye aún más, y la capa superficial mueve en forma laminar como una corriente de lodo. El subsuelo es algo más compacto y entonces el movimiento de la capa superficial es similar a cualquier movimiento relativo entre dos capas de distinta densidad. Tal movimiento causa una ondulación evidenciada por los escarceos (compárese esto por ejemplo con la formación de terracetas en laderas, los llamados "camino de ganado", que también son resultado de un movimiento lento hacia abajo de la capa superficial). Después de su formación inicial la acción del viento puede acentuar más los escarceos, depositando materiales en ellos porque la vegetación en los escarceos es un pasto mejor desarrollado, lo que puede atrapar fácilmente partículas que son arrastradas por el viento cerca de la superficie del terreno. Los escarceos grandes se llaman "banqueticas" en los Llanos.

En principio los escarceos muestran una asimetría en corte transversal, con mayor inclinación al lado inferior. Pero es difícil observarlo en el campo, porque en primer lugar los escarceos son degradados por una erosión superficial, y en segundo lugar las hormigas y los comejenes establecen preferencialmente en los escarceos sus habitaciones, deformando en el acto la forma de ellos.

La otra subdivisión de la llanura eólica es formada por los *médanos*. (Fig. 8). Son dunas longitudinales formadas por la arena de playones de los ríos que antiguamente atravesaron la llanura aluvial de desborde. Supuestamente se originaron en una época de clima seco en los Llanos, cuando todavía había mucha erosión en la Cordillera y los ríos acarrearón mucho material. Tales condiciones podemos suponer durante la transición del Pleistoceno al Holoceno. Esta suposición está en acuerdo con las evidencias de varias otras partes del mundo, donde en la misma época fueron depositados los médanos y las capas de loess (véase p.e. Flint y Zeuner).

La dirección de los médanos es del noreste al suroeste, y se encuentran al lado suroccidental de los ríos abandonados. Tal dirección y tal posición está relacionada con la dirección principal del viento alisio del verano que sopla desde el noreste hacia el suroeste. Los médanos se encuentran por esto al lado barlovento de los ríos. La máxima altura de los médanos es unos 50 metros, y el relieve es ondulado. Las depresiones dentro de un complejo de médanos se llaman "bolsas de duna"

y cuando son profundas, pueden tener una laguna en el centro.

Los médanos son cubiertos por una vegetación de bosque o de pastos, lo que indica que la formación no es activa, sino que se estabilizaron los médanos. Por la forma se puede deducir que el suministro de arena fue grande, pero que disminuyó hacia el final de su formación. Varios médanos muestran una cierta degradación, una forma parabólica. Además ocurre el fenómeno que los médanos posteriormente fueron cortados por corrientes de agua: a través de un complejo de médanos se puede ver a veces un dique natural de un río antiguo.

El área de las *terrazas aluviales a varios niveles* comprende la región entre los ríos Humea, Metica, Ariari y la Cordillera. En estas terrazas quizá se tiene la mayor concentración de fallas por ser la zona final del gran hundimiento de Casanare y Arauca. La dirección de las fallas a primera vista parece arbitraria, pero analizando el patrón con cuidado, se pueden reconocer dos direcciones principales: Una SSW-NNE y otra WNW-ESE. El modelo cruzado de las fallas en esta región es levemente visible en la forma rectangular de algunas terrazas, por ejemplo el Alto de Chichimene, al este de Acaías, pero es más escondido porque las fallas con rumbo aproximado de occidente-oriente están principalmente ocupadas por los ríos afluentes del Metica. Debido a este fenómeno es difícil distinguir entre fallas y entre terrazas normales.

El efecto de las fallas ha sido un movimiento diferencial de varias partes del terreno, durante el cual y aún después, continuó la sedimentación aluvial de los ríos procedentes de la Cordillera. La intensidad de la sedimentación ha variado a lo largo de la historia geológica y es de suponer que tal intensidad está relacionada con las distintas fases de las glaciaciones y además con los procesos tectónicos (levantamientos) y de erosión consecuente de la Cordillera.

Para resumir sencillamente los procesos geomorfológicos que actuaron para formar las terrazas aluviales se puede decir lo siguiente: 1º Las fallas cruzadas de la zona causaron una multitud de distintos niveles en el Antiguo Pleistoceno de la región. 2º La sedimentación aluvial, con intensidad oscilante, cubrió los niveles más bajos del Antiguo Pleistoceno.

De ningún modo se pretende que eso sea la última palabra para explicar el paisaje de esta complicada región. Existen, por ejemplo, fallas que se pueden apreciar hasta en los sedimentos aluviales muy jóvenes, lo que indica que la formación de fallas continuó en tiempo reciente.

De lo anterior se puede deducir que en el momento es imposible establecer una cronología ni siquiera relativa de las distintas terrazas. En términos generales las más altas serán las más antiguas y las más bajas las más jóvenes, pero no siempre es así. Por el momento es mejor limitarse a una descripción física de las terrazas.

En tal sentido se puede decir en primer lugar, que el carácter de las terrazas cambia gradualmente del occidente hacia el oriente. Cerca a la Cordillera las pendientes son mayores, completamente de acuerdo con lo que se observa en la sedimentación aluvial en general. La base de las terrazas (el subsuelo) consiste generalmente de una acumulación de cascajos y piedras, que hacia el

este se encuentra a una profundidad mayor y que cambia paulatinamente a una capa de gravilla y arena. Aunque la lluvia cerca a la Cordillera es mayor, el drenaje de las terrazas es mejor por las razones expuestas: textura y relieve. El porcentaje de suelos mal drenados donde se estanca el agua en el invierno, aumenta hacia el oriente. En la parte superior de las terrazas las texturas son más uniformes, mientras que en la parte inferior (al este) los fenómenos de la sedimentación diferencial se presentan con mayor frecuencia.

Además de las diferencias dentro de una misma terraza, existen distintos niveles entre las terrazas que afectan la calidad del terreno y de los suelos.

Hablando en términos generales y para fines de comparación se pueden dividir las terrazas en tres niveles: alta, media y baja, aunque el número de los niveles sea mayor a tres.

La *terrazza alta* es caracterizada por un drenaje bueno. El porcentaje de suelos mal drenados no es superior a 25%. Los caños que atraviesan esta terraza son más bien intermitentes; no tienen su origen en la Cordillera, sino que nacen en las terrazas mismas, y el abastecimiento de agua se agota fácilmente en tiempo de verano.

La *terrazza baja* se caracteriza por un peor drenaje en general, aunque no faltan algunos suelos bien drenados. En este nivel ocurren encharcamientos en los bajos, especialmente en el oriente; tales encharcamientos forman la causa de los terrenos "zurales".

Entre esas dos terrazas se encuentra un nivel intermedio que forma la *terrazza media*. Mientras que en la mayoría de las terrazas no se encuentran rastros de viejos cauces, en la terraza media se han encontrado algunos diques naturales, como camellones que se curvan en la superficie, que son los testigos de su formación aluvial.

Las *altillanuras* forman parte del depósito aluvial del Pleistoceno Antiguo. Como se explicó en lo anterior, en Casanare y Arauca se hundió esta formación para ser cubierta por sedimentos más jóvenes, pero al Sur y al Este del río Meta se encuentra todavía en la superficie. Por partes la formación es muy disectada y forma un paisaje de colinas, llamado en los Llanos "la serranía". Posiblemente influyó en esta erosión la ocurrencia de pequeños plegamientos y fallas, facilitando esto el ataque de la erosión. La erosión no fue un proceso continuo, sino que se interrumpió varias veces, como es demostrado por un número de terrazas dentro de la serranía a un nivel inferior al nivel de la altillanura. En un cierto sitio al este del río Manacacías se encontraron hasta siete niveles.

Los valles de los ríos que atraviesan la altillanura disectada, muestran una asimetría bastante pronunciada. Las laderas al norte y al este de los valles siempre tienen pendientes menores que las laderas al lado sur y occidental. En los casos en que en un valle se encuentran restos de una terraza baja, se puede observar que estos restos están en su mayoría al norte y al este de los ríos, es decir en la margen izquierda.

Aunque la altillanura es un sedimento aluvial, no ven muchos testigos de esto en la superficie. No hay viejos cauces, ni diques naturales, ni bajos. La superficie es muy suave, como si fueran todas las irregularidades

cubiertas y aplanadas. Es muy probable que esto se deba a la acción del viento durante épocas secas. El material superficial tiene en su distribución granulométrica mucha semejanza a loess, y en un sitio hemos encontrado un "dreikanter", una pequeña piedra con forma triangular muy común para paisajes desérticos donde la arena arrastrada por el viento pule las piedras para deformarlas en forma triangular.

El drenaje natural de la altillanura se efectúa por medio de caños de fondo amplio y pendientes suaves, donde el suelo es orgánico por la humedad durante todo el año. A estos caños típicos los hemos llamado "esteros", una palabra etimológicamente derivada de "estuario", y en la Costa Pacífica usada para las entradas del mar en las marismas, donde actúa el flujo y reflujo de la marea. En algunas partes de los Llanos el término se utiliza para indicar ciertos terrenos bajos, que se inundan frecuentemente, pero no para indicar los "bajos" de la llanura aluvial de desborde, donde el agua de lluvia se estanca en forma de lagunas. Es entonces discutible el aplicar este nombre a los caños de la altillanura, pero por falta de otro término y por querer distinguir estos caños típicos de otros, lo hemos hecho.

Cerca a los esteros, en las bajadas suaves, los materiales son más arenosos. En las bajadas se encuentran rizamientos, surquillos de drenaje, donde hay un poco más materia orgánica. En la fotografía aérea (Fig. 9) se aprecia el fenómeno perfectamente. A veces es difícil apreciar los surquillos en el terreno porque su profundidad es muy poca, y los bordes son muy suaves.

En Vichada hay grandes zonas de la altillanura con un drenaje malo. Estas zonas se encuentran a un nivel algo inferior que el nivel promedio de la altillanura. Es posible que allá ocurrieron algunos hundimientos como resultado de unas fallas paralelas al río Meta. El terreno es muy similar a la llanura eólica, pero faltan los médanos. Los escarceos sí existen en formas muy clásicas, mostrando mejor la asimetría típica de éstos.

Los *aluviones recientes* se llaman "vegas" y se encuentran a lo largo de los ríos principales. Los ríos, cuando salen de la Cordillera, asumen un sistema entrelazado con muchos brazos en el lecho amplio, y frecuentes desplazamientos de los arenales y cascajes. No es raro tampoco que un lecho entero se desplace. Durante las crecientes del invierno ocurren inundaciones irregulares de corta duración, y la sedimentación aluvial es resultado de todos estos elementos del régimen de los ríos. A cierta distancia de la Cordillera los ríos se transforman en ríos meándricos con cauces más definidos, aunque siempre sujetos a cambios bruscos. Las vegas continúan siendo encerradas entre los barrancos de los sedimentos no recientes, y por esto no tienen amplitud ilimitada de correr, y tampoco se observan típicamente los diques y bajos, sino más bien una sedimentación compleja, resultado de frecuentes cambios e inundaciones, con cambios a poca distancia.

Bordeando las vegas, hay fajas de terreno que en los Llanos se conocen como *vegones*. Un vegón es un complejo de aluvión reciente y aluvión subreciente. El nivel pertenece a la terraza más baja, la cual fue invadida parcialmente por los ríos como resultado de una elevación en sus niveles.

RESUMEN

Después de tratar brevemente la geología de la Cordillera Oriental y la geología superficial de los Llanos Orientales, con atención especial a los movimientos tectónicos, se describen en detalle las unidades geomorfológicas de Arauca, Vichada, Casanare de Boyacá y Meta.

La mayoría de los sedimentos superficiales de los Llanos son de origen aluvial, de la época Pleistoceno. Los restos más antiguos son representados por las mesetas y las altillanuras respectivamente del pie de monte y de Meta y Vichada. Entre las fallas al pie de la Cordillera y una falla donde corre el río Meta, se hundió el terreno en Casanare y Arauca. Esta depresión fue llenada por sedimentos aluviales en un patrón deltaico, formando la llanura aluvial de desborde. Se describen y explican los zurales, terrenos con zanjas de erosión superficial. Los depósitos aluviales de la llanura aluvial de desborde y de las terrazas a varios niveles son posiblemente relacionados con las últimas glaciaciones en la Cordillera Oriental.

Durante la transición del Pleistoceno y el Holoceno ocurrieron fases secas de clima, resultando en una llanura eólica en el oriente de Arauca y Casanare, junto con cierta acción eólica en las altillanuras al este y sur del río Meta en Vichada y Meta.

La llanura eólica consiste en un sedimento plano de loess, alternando con médanos longitudinales al lado barlovento de los ríos antiguos.

En la llanura eólica se han observado fajas de poca altura, llamadas "escarceos" y se propone una teoría sobre su origen.

Los aluviones recientes ocupan fajas estrechas a lo largo de los ríos importantes.

SUMMARY

After a short treatment is given on the geology of the Eastern Cordillera and the surface geology of the Llanos Orientales, with special attention to the tectonic movements, the geomorphological units of Arauca, Vichada, Casanare de Boyacá and Meta are described in detail.

The majority of the surface sediments of the Llanos are of alluvial origin from the Pleistocene epoch. The oldest remains are represented by the mesetas and the high plains respectively of the piedmont area and of Meta and Vichada. Between the faults at the foot of the Cordillera and a fault where the Meta river runs, the terrain submerged in Casanare and Arauca. This depression was filled with alluvial sediments in a deltaic pattern, forming the alluvial overflow plain. The "zurales" are described, terrains with superficial erosion channels. The alluvial deposits of the alluvial overflow plain of the terraces at various levels are possibly related to the last glaciations in the Eastern Cordillera.

During the transition between the Pleistocene and the Holocene some dry climatic phases occurred, resulting in an aeolian plain in the eastern part of Arauca and Casanare, jointly with some aeolian influence on the high plains to the east and south of the Meta river in Vichada and Meta.

The aeolian plain consists of a horizontal sediment of loess, alternating with longitudinal dunes leewards of the old rivers.

In the aeolian plain strips of low height were observed, called "escarceos", and a theory about their origin is proposed.

The recent alluvial deposits occupy narrow strips along the main rivers.

BIBLIOGRAFIA

1. DE MIER RESTREPO, JULIO
Ensayos de Clasificación Cronológica de las Cordilleras Oriental y Central de Colombia. Informe 80, Inst. Geol. Nal. Col., 7 pp., 1937.
2. DE MIER RESTREPO, JULIO
Reconocimiento Geológico de una Parte de la Cordillera Oriental. Informe 77, Inst. Geol. Nal. Col., 23 pp., 1937.
3. DURY, G. H.
The Face of the Earth. Pelican Book A447, 225 pp., 1959.
4. ESCOBAR, RAFAEL
Informe sobre la Concesión Shell en los Llanos Orientales (Int. del Meta). Inf. 107, Serv. Geol. Nal. Col., 1938.
5. FLINT, RICHARD FOSTER
Glacial & Pleistocene Geology. New York, John Wiley, 553 pp., 1957.
6. GOOSEN, DOEKO
A Study of Geomorphology & Soils in the Middle Magdalena Valley, Colombia. Publ. Int. Training Centre Aer. Surv. Ser. B N° 9, Vol. 1, 24 pp., 1961.
7. GOOSEN, DOEKO
División Fisiográfica de los Llanos Orientales. Rev. Nal. de Agricultura. LV-697, pp. 39-41, 1963.
8. GREENWOOD, J. E. G. W.
The Development of Vegetation patterns in Somaliland Protectorate Geog. J, 123, 465-473, 1957.
9. HAMMEN, Th. van der
Estratigrafía del Terciario y del Maestrichtiano y Tectogénesis de los Andes Colombianos. Inf. 1279, Serv. Geol. Nal. Col., 1958.
10. HUBACH, ENRIQUE
Significado Geológico de la Llanura Oriental de Colombia. Inf. 1004, Inst. Geol. Nal. Col. 19 pp., 1954.
11. HUBACH, ENRIQUE
Interpretación Geológica de los Suelos de la Región de Chingasa. Farallones de Medina (Depto. de Cund.). Inf. 1105, Inst. Geol. Nal. Col., 1955.
12. HUBACH, ENRIQUE
Prospecto del Area de San Juan de Arama. Serv. Geol. Nal., Inf. 1076, 21 pp., 1955.
13. LITCHFIELD, W. H. & MABBUTT J. A.
Hardpan in Soils of Semi-Arid Western Australia. The Journal of Soil Science, Vol. 13 N° 2, pp. 148-159, 1962.
14. Mc FADYEN, W. A.
Vegetation patterns in the Semi-Desert Plains of British Somaliland. Geog. J. 116, pp. 199-211, 1950.
15. OPPENHEIM, VICTOR
Rasgos Geológicos de los Llanos de Colombia Oriental. Notas del Museo de la Plata, Tomo VII Geol. N° 21, pp. 231-245, 1942.
16. OPPENHEIM, VICTOR
Glaciaciones Cuaternarias en la Cordillera Oriental de Colombia. Inf. 276, Inst. Geol. Nal. Col., 44 pp., 1940.

17. PABA, SILVA F. & HAMMEN Th. van der
Sobre la Geología de la Parte Sur de la Macarena.
Serv. Geol. Nal. Bogotá, Bol. Geol. 6, 1-3 p. 1-30,
1958.
18. RESTREPO, HERNAN
Fuentes de Cal Agrícola para la Int. del Meta. Inf.
1280, Serv. Geol. Nal. Col., 8 pp., 1958.
19. SARMIENTO, R.
De Bogotá al Orinoco Anales de Ing. 42, 487 p.
280-287, 1943.
20. SCHUCHERT, CHARLES
Historical Geology of the Antillean-Caribbean
Region 811 pp., New York, 1935.
21. UJUETA L., GUILLERMO
Investigaciones de Caliza en el Departamento del
Meta. Inf. 1375, Serv. Geol. Nal. Col., 1961.
22. UJUETA L., GUILLERMO
Geología y Posibilidades Económicas de Depósitos
Calcáreos al Oeste de San Martín (Meta), entre
los ríos Cumaral y la Cal. Inf. 1423, Serv. Geol.
Nal. Col., 1962.
23. WOKITTEL, ROBERTO & LOPEZ C. JAIME
Estudios Mineros y Geológicos de la Región del
Guavio y de los Farallones de Medina (Depto. de
Cund.). Inf. 919, Inst. Geol. Nal., 43 pp. 1953.
24. WOKITTEL, ROBERTO
El Problema de Cal en los Llanos Orientales. Inf.
1235, Inst. Geol. Nal. Col., 5 pp., 2 mapas, 1957.
25. WORRAIL G. A.
The Butana Grass Patterns J. of Soil Sci. Vol X,
1 p. 34-53, 1959.
26. WORRALL G. A.
Tree Patterns in the Sudan. J. Soil Sci. 11, p. 63-67,
1960.
27. ZEUNER, FREDERICK E.
Dating the Past; an Introduction to Geochronology.
Methuen & Co., London, 516 pp., 1958.