

Carta Geomorfológica del Uruguay: una metodología genética y crono-morfoestratigráfica

Danilo Antón

1. Antecedentes

No existen cartas geomorfológicas generales del Uruguay que contengan elementos genéticos, morfoestratigráficos o crono-morfoestratigráficos.

Los mapas existentes incluyen más bien reproducciones de unidades estructurales o geológicas reconocidas en trabajos pre-existentes (mapas de Elzear Giuffra, Jorge Chebataroff y otros).

No hay por tanto ninguna representación cartográfica que incluya o tenga en cuenta los procesos, orígenes y sucesiones geomorfológicas de los relieves a nivel de todo el país.

Hay sin embargo dos mapas geomorfológicos sub-regionales a escala 1:250,000 en el Norte (área basáltica) y en la cuenca de los Humedales del Este (Antón, 1975 y 1998) que fueron utilizados como antecedentes directos de este trabajo.

En base a estas cartas y otras detalladas y semi-detalladas realizadas en diversos puntos del país (Sierra de Ríos, Cuchilla de Palomeque, zona de María Albina, confluencia del río Olimar con el Arroyo Yermal, pie de monte de la Sierra de Ánimas, Cuchilla de la Casa de Piedra, etc), proponemos, a través del presente trabajo, un modelo geomorfológico y una metodología cartográfica que considera especialmente los aspectos genéticos y morfoestratigráficos del relieve uruguayo.

El mapa geomorfológico se elaboró a escala 1:500,000 y su versión final se presenta a escala 1:1,000,000. A los efectos de esta comunicación se preparó una representación simplificada y esquemática que se reproduce en anexo.

3. Geomorfología del Uruguay: Rasgos Estructurales

La geomorfología del territorio uruguayo está modelada en el extremo meridional del cratón generalmente denominando “Escudo Brasileiro”, y más particularmente sobre los bloques de la Isla Cristalina o Escudo Uruguayo- Riograndense (EURG).

Esta Isla Cristalina aflora en la mitad sur del Uruguay y en el sur-suroeste del Estado de Rio Grande do Sul en Brasil.

Al igual que el Escudo principal, el Escudo Uruguayo-Riograndense está hundido en forma escalonada en dirección noroeste y oeste, hacia la llamada Cuenca Paranaense, y elevado en su extremo sureste. A partir de allí, en la zona de contacto con las fosas tectónicas de la Plataforma y oceánicas se hunde abruptamente generando una escarpa cercana y paralela a la línea costera.

3.1 La escarpa costera: las Serranías del Mar

En el Escudo Brasileño las elevaciones a lo largo de la costa atlántica dieron lugar a la formación de una potente escarpa cuya disección generó la denominada Serra do Mar con diferencias de nivel de 1,000 a 2,000 metros con la llanura litoral adyacente.

En el Uruguay, el Escudo (EURG) también se encuentra elevado al sureste pero las diferencias de nivel con relación a las llanuras costeras son sensiblemente menores (300 a 500 metros).

El ascenso del escudo, que se produjo en el Cretácico coincidentemente con la disyunción continental, dio lugar a la formación de una escarpa importante a lo largo de la costa oriental uruguaya. La disección de esta escarpa generó una zona con importante energía de relieve que a los efectos de este trabajo denominaremos: “*Serranías del Mar Uruguayas*”.

La escarpa original fue degradada por procesos erosivos en tiempos Cenozoicos. Como resultado de esta evolución erosiva prolongada el frente de escarpa se encuentra fraccionado.

En la actualidad, la escarpa es visible por trechos, particularmente en el contacto con algunas zonas tectónicamente subsidentes como por ejemplo en el límite este de la fosa de Santa Lucía, en el límite del bloque elevado de la Sierra de Ánimas.

Allí la diferencia de nivel alcanza los 450-500 metros con pendientes medias de 4 a 5%. Otra zona con importantes diferencias de nivel se aprecia en los alrededores del Cerro Catedral, contiguo a las llanuras costeras de Garzón y José Ignacio con diferencias de nivel similares.

Esta escarpa costera es visible desde la llanura costera (por ejemplo desde la Ruta 9) apareciendo hacia el norte-noroeste como una línea serrana paralela a la costa (a una distancia de unos 15-20 km de la costa y a 5-10 km de la Ruta 9. Hacia el noreste las diferencias de nivel disminuyen (aproximadamente unos 200-300 metros con pendientes promedio de 2-3%).

3.2 La escarpa basáltica de Haedo

Los bloques cristalinos del territorio se encuentran hundidos e inclinados hacia el noroeste hasta profundidades de 2,000 metros en la zona de Salto y Bella Unión. En ese sector están recubiertos por varias secuencias sedimentarias. Éstas son el Grupo Melo de edad Permo-Carbonífera, la Formación Buena Vista, de edad Triásica y la formación Tacuarembó de edad Jurásica, y por efusiones basálticas (más recientes) de edad Cretácica Inferior. Las secuencias sedimentarias tienen un espesor del orden de los mil metros al oeste y los basaltos de 800-900 metros en la misma zona.

Hacia el este los bloques cristalinos ascienden aflorando en la llamada “Isla Cristalina Riverense” y más al este en la “Isla Cristalina de Aceguá”.

La diferencia de nivel entre las serranías de la Isla Cristalina Riverense y el basamento cristalino en Salto es de unos 2,200- 2,300 metros y la distancia horizontal es de 200 km con un buzamiento regional de 1- 1.2 %.

El borde oriental del basalto sufrió importantes procesos erosivos que afectaron especialmente a los materiales arenosos y friables de la subyacente formación Tacuarembó. Las formaciones basálticas que son mucho más resistentes, se expresaron geomorfológicamente como una escarpa enfrentada al este y con dirección general norte-sur. Es la llamada escarpa de Haedo o escarpa basáltica de Haedo.

Las diferencias de nivel de esta escarpa con los terrenos arenosos del pie de monte son del orden de 200 a 300 metros (con pendientes de 2-4 %).

La escarpa de Haedo es fácilmente cartografiable y desde los terrenos más bajos del este es visible como una línea de sierras aplanadas (denominadas “Cuchilla de Haedo”) de las que se desprenden cerros chatos constituidos por areniscas en la base y capas de basalto en la cima. Desde el oeste la escarpa sólo se observa en las adyacencias más inmediatas.

En Uruguay la escarpa de Haedo alcanza su máxima expresión en las cercanías de Valle Edén, Tranqueras y Rivera disminuyendo gradualmente hacia el sur. Su extensión en territorio uruguayo es de unos 250 kilómetros.

Hacia el norte la escarpa continúa en territorio de Brasil y se extiende en forma prácticamente ininterrumpida hasta el Estado de São Paulo. Por ejemplo, en la zona de Ribeirão Preto, es claramente visible con características similares a las presentadas en la cuchilla de Haedo.

3.3 Ocurrencia de aplanamientos en los principales interfluvios

Una de los rasgos geomorfológicos principales del relieve uruguayo es la presencia generalizada de interfluvios de cima aplanada.

Ellos son particularmente notorios en el Norte del país, en el área basáltica, en donde la estructura horizontal o casi-horizontal de las sucesivas coladas facilita su conservación.

En otras regiones, si bien con menos nitidez, estas superficies planas o suavemente onduladas de interfluvios son también muy frecuentes, adquiriendo expresión especialmente importante en la Cuchilla Grande Principal y en la Cuchilla Grande Inferior.

3.4 Características de los aplanamientos de interfluvios

Las características básicas de los aplanamientos de interfluvios en territorio uruguayo son los siguientes:

1. Se trata de sistemas morfológicos que se dan sobre rocas de diversa naturaleza: granitos, migmatitas, ectinitas, riolitas, basaltos, areniscas, etc.
2. En algunos casos estos aplanamientos son únicos mientras que en otros presentan varios niveles claramente diferenciables.
3. La superficie de los mismos es rara vez plana. En general, presentan un relieve suavemente ondulado, aunque siempre claramente contrastante con las laderas de los valles vecinos.
4. En los aplanamientos más elevados las formaciones superficiales son poco potentes (rara vez más de dos metros) presentando además granulometrías variables. En los niveles más bajos la potencia puede ser mayor.
5. Normalmente se asocian a estas superficies (especialmente en los niveles más elevados) acumulaciones de piedras angulosas, a veces formando pavimentos (p.ej. Sierra de Palomeque), y mucho más raramente cantos rodados. En los niveles intermedios y bajos se presentan en forma de conos de deyección (p.ej. los abanicos aluviales de la formación Malvín), de terrazas (formación Salto) o rampas suaves más o menos onduladas (lodolitas de las cuencas de Santa Lucía y Laguna Merín).
6. En las superficies medias y altas los suelos son predominantemente superficiales, aunque pueden existir suelos profundos en ciertas superficies de mayor desarrollo cartográfico o sobre formaciones de alteración que las recubren. En las superficies bajas, normalmente con subsuelo lodolítico, son mucho más frecuentes los suelos profundos.
7. La presencia de suelos y paleosuelos rojos no es generalizada y parece estar ligada sobre todo a ciertos rasgos litológicos de la roca generadora (micaesquistos, basaltos). En ciertos casos se identificaron formaciones de *terra rossa* sobre calizas, como es el caso de algunos suelos en las inmediaciones de María Albina, en Treinta y Tres..
8. La presencia de aplanamientos es común en los interfluvios principales del territorio uruguayo (Cuchilla Grande Principal e Inferior, de Haedo) y en varios otros de carácter

secundario (Cuchillas Belén, Palomeque, Villasboas, de la Casa de Piedra, etc). Estos aplanamientos que se corresponden con las zonas más altas de país presentan pocos relieves más elevados en las cercanías. Cuando éstos existen, son de muy poca jerarquía orográfica relativa.

9. Los niveles o “escalones” más bajos suelen estar recubiertos o constituidos por lodolitas de espesor variable.

10. Los aplanamientos que incluyen suelos y paleo-suelos rojos ocupan una posición topográfica más elevada que los niveles cubiertos de lodolitas.

3.5 Aspectos morfogenéticos

Todos estos elementos tienden a mostrar que estas superficies:

- 1) son superficies originadas sobre todo por erosión, tal como lo indica la inexistencia o escasez de cobertura sedimentaria,
- 2) han sido elaboradas en un período de tiempo prolongado, hipótesis que se deduce de su amplia extensión en el país y la inexistencia de relieves más altos o rareza de los mismos, y
- 3) se generaron en condiciones de agresividad erosiva considerable, tal como lo demuestra la eliminación de relieves pre-existentes, aún aquellos de rocas duras.

Las formaciones superficiales de granulometría variada, incluyendo niveles de piedras angulosas y cantos, apoyan dichas hipótesis.

Estas condiciones se dan en los climas áridos-semiáridos, con formación de laderas escarpadas de retroceso rápido hasta la eliminación casi completa de los interfluvios por erosión, la formación de extensas rampas (glacis de acumulación o bajadas) que incluyen delgadas láminas de depósitos coluviales y depósitos aluviales en las planicies aluviales de los paleo-*oueds* (*wadis*) y en las “*playas*” (llanuras lacustres o aluviales áridas).

Los depósitos de “*playas*” y planicies aluviales superiores áridas fueron, en la mayor parte de los casos, retomadas por los entalles posteriores y barridas del paisaje, -Sólo se conservan algunos materiales de conos de deyección, ciertos trozos de glacis de acumulación y pedimentos, y zonas de viejos interfluvios áridos muy erosionados.

Por esta razón resulta imposible encontrar superficies perfectamente planas y son raras las acumulaciones aluviales netas. La persistencia de un clima árido dio cuenta de ellas.

La presencia de 2 o 3 niveles en varios lugares indicaría la existencia de varios períodos de aplanamiento principales con recrudescimiento de las condiciones erosivas del medio separados por fases más húmedas de entalle o por períodos de activación de los procesos de tectónica ascendente.

De la ubicación morfológica de los aplanamientos se puede inferir una antigüedad considerable de los mismos.

Una parte importante de los sedimentos erosionados en los interfluvios se depositaron en las cuencas de sedimentación deprimidas y/o subsidentes contiguas conservándose dichos depósitos como testimonios estratigráficos de los procesos morfogenéticos de las tierras altas aledañas (p.ej. depósitos de las formaciones Fray Bentos, Salto, Raigón, Malvín, etc).

3.6 Morfologías regionales de los interfluvios aplanados

La morfología de los interfluvios aplanados es relativamente constante; una superficie alta casi plana o suavemente ondulada, una ruptura de pendiente frecuentemente

escarpada, y laderas más o menos empinadas que culminan en un *thalweg* de profundidad variable.

De todos modos, sus rasgos morfológicos pueden variar localmente.

Ello se debe a que:

a) hay diferencias litológicas importantes que dieron lugar a distintos modelados y a diversas historias pedogenéticas en los suelos, y que

b) las superficies no son simples, sino que, a su vez dentro del área que ocupan, es posible observar, preservadas, superficies más viejas, en posiciones topográficas aún más elevadas, asociadas a paleo-*inselbergs* de altura moderada y baja, más o menos degradados.

En las laderas contiguas a las cimas aplanadas, son reconocibles escalones más o menos desarrollados que interrumpen el perfil transversal de los valles. Estos niveles se corresponden con superficies de aplanamiento que no llegaron a extenderse totalmente y fueron reentalladas en tiempos posteriores.

Las diferencias regionales antes mencionadas se expresan de la siguiente forma:

En el área basáltica, los aplanamientos pasan lateralmente a laderas escarpadas, al pie de las cuales se desarrollan rampas o glacis que hacia su sector inferior se relacionan con planicies aluviales bastantes amplias.

En la región cristalina (Cuchilla Grande Inferior y Principal) existen aplanamientos estrechos y suavemente ondulados. Las nacientes de los cursos de agua que descienden desde estos interfluvios aparecen entallados formando valles fluviales profundos (en v) y quebradas, que lateralmente pasan a valles con fondo plano debido a las acumulaciones aluviales.

En el área sedimentaria gondwánica los interfluvios aplanados son poco frecuentes debido a la mayor erodibilidad de las areniscas y otras formaciones análogas. Sin embargo, en algunos lugares se las aprecia claramente (Cuchilla de la Casa de Piedra en Tacuarembó). En estas zonas las llanuras aluviales son muy amplias ocupando la mayor parte de los valles.

3.7 Descripción de las principales superficies de aplanamiento identificadas en la Carta Geomorfológica

Las superficies de aplanamiento sobre basalto se desarrollan fundamentalmente en el Norte del país, particularmente en la altiplanicie de Haedo (área de Masoller) y en las altiplanicies de Cuaró y en la Recta de Cunha de la Ruta 26.

En Masoller y Recta de Cunha las formaciones superficiales sobre la roca inalterada tienen en forma predominante un espesor no mayor de 1 metro, mientras que en Cuaró pueden alcanzar a 1.2 metros.

Las texturas predominantes son limo-arcillosas, arcillosas y francas dando lugar a asociaciones de suelos que incluyen litosoles eútricos melánicos, brunosoles eútricos vérticos, vertisoles háplicos, planosoles eútricos melánicos, brunosoles eútricos vérticos, vertisoles háplicos, planosoles eútricos melánicos vérticos, ocasionalmente hidromórficos y argisoles eútricos melánicos típicos.

En posiciones más altas que las superficies antes mencionadas se encuentra una superficie de aplanamiento (superficie de erosión Charqueada) bastante degradada caracterizada por la persistencia de los suelos superficiales, con formaciones superficiales que no sobrepasan los 0.40 metros de espesor, y que incluyen fundamentalmente litosoles eútricos a subeútricos, melánicos, ródicos, con texturas limo-arcillosas y francas.

Las superficies de aplanamiento sobre rocas cristalinas presentan características variables según el sustrato. En la Cuchilla Grande, a lo largo de la Ruta 7, afloran granitos y metamorfitos granitoides. Muchos de estos aplanamientos se han desarrollado sobre estas rocas. En las zonas más cuarzosas y resistentes, pueden aparecer relieves relictuales más antiguos (p.ej. Cerro de Nico Pérez).

En Cuchilla Villasboas, los aplanamientos ocurren sobre migmatitas y leptinitas.

Los suelos son planosoles y argisoles con fase pseudo-lítica y ocasionalmente brunosoles de fase superficial de textura franca a nivel del A y arcillosa en el B, sobre formaciones superficiales muy poco potentes, asociadas a afloramientos rocosos que sobresalen ligeramente por encima de la superficie del terreno.

4 Consideraciones paleográficas de la historia morfogénica del territorio

4.1 Aspectos generales

La historia geológica de las formaciones sedimentarias del Uruguay durante el Mesozoico y Cenozoico se puede dividir en dos períodos:

a) un primer período en que dominaron los depósitos de areniscas (formaciones Buena Vista y Tacuarembó en el Triásico y Jurásico y las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio en el Cretácico Superior) que excede la temática de esta comunicación por su menor incidencia directa en la morfogénesis (aunque su influencia indirecta es importante), y

b) un segundo período con predominio de secuencias limosas (formaciones Fray Bentos y Libertad, lodolitas de la Laguna Merín, formaciones Dolores y Sopas).

Estos dos períodos se caracterizaron por la persistencia de climas áridos y semiáridos, separados por un intervalo tropical húmedo en el Eoceno (aproximadamente hace unos 60- 65 millones de años).

La última secuencia mencionada, de carácter predominantemente limoso, que desarrollaremos a continuación, fue de fundamental importancia para la generación del relieve actual pues dio lugar a cambios a nivel de la dinámica geomorfológica superficial y sub-superficial.

4.2 La morfogénesis semiárida con aportes eólicos durante el Oligoceno y Mioceno

La inauguración del segundo período mencionado, con clima predominantemente semiárido, está precedida por un acontecimiento orogénico fundamental en el oeste del continente sudamericano: la elevación de la cadena andina.

Esta orogénesis fue acompañada de numerosas erupciones volcánicas con fuertes emisiones de cenizas. Estas cenizas se depositaron sobretudo al pie de los volcanes y en el pie de monte de la naciente cordillera andina. Algunas fueron transportadas por los vientos hasta el territorio que hoy corresponde al Uruguay.

Esta hipótesis es refrendada por la presencia importante de vidrios volcánicos de granulometría limosa en la formación Fray Bentos (Oligocena, Miocena) y en los depósitos pampeanos pleistocénicos correlacionables con la formación Libertad.

La formación Fray Bentos es la representante sedimentaria de un prolongado período semiárido que duró varios millones de años y que, desde el punto de vista territorial, se extendió desde el pie de monte andino hasta la costa atlántica dando lugar a enormes superficies de erosión

Similares formaciones se encuentran en la provincia de La Pampa en Argentina (formación Cerros Azules y otras).

Debido a dichos procesos, durante ese período los relieves preexistentes fueron modelados en aplanamientos erosivos que hoy están representados, según creemos, por los aplanamientos principales de la Cuchilla Grande y cuchillas menores y el aplanamiento de Masoller en la Cuchilla de Haedo. También es probable que las superficies cuspidales planas de las formaciones cretácicas superiores del litoral del río Uruguay tengan ese mismo origen.

4.3 Morfogénesis semi-árida con escaso aporte de limos eólicos de edad plio-pleistocénica

Durante el Plioceno y primera parte del Pleistoceno se instauró un clima semiárido sin aporte de limos.

Ello probablemente se debió a un cambio en la dirección de los vientos, a una estabilización de las zonas de origen de los mismos (debido a una humidificación climática) o la interrupción de la actividad volcánica en los Andes.

Es un período en que predominaron los niveles arenosos y gravillosos, intercalados con arcillas, indicadores de un régimen fluvial con clima semi-árido.

Este ambiente dio lugar a las acumulaciones de la formación Salto en el litoral, a la formación Raigón en la cuenca del Santa Lucía, y a la formación Malvín en el pie de monte de la Sierra de las Ánimas.

Las terrazas de la formación Salto se relacionan con los escalones erosivos en la región basáltica que denominamos “Sarandí del Arapey” que aparece como un escalón intermedio por debajo de la superficie Masoller y por encima de las planicies aluviales Sopas- Mataojo (ver más adelante).

Los depósitos de Raigón, que rara vez constituyen terrazas, se relacionan con las superficies de erosión intermedios de las cuchillas cristalinas del sur y la formación Malvín está constituida por abanicos aluviales de pie de monte a la salida de las abras de la Sierra (p.ej. Abra de Zabaleta, Abra de Castellanos).

4.4 Morfogénesis asociada a los aportes loésicos y depósitos lodolíticos del Pleistoceno Medio

Por encima de las superficies de erosión plio-pleistocénicas y de sus formaciones fluviales correlativas se depositaron formaciones limosas más o menos lodolíticas y/o loésicas.

Estos aportes se debieron probablemente a la intensificación de la actividad volcánica explosiva en los Andes, al cambio de dirección de los vientos o a la acidificación en las zonas de origen (pie de monte andino).

En principio estos limos provinieron del pie de monte andino dejando como testimonio varios pavimentos de cantos rodados, que probablemente forman parte de los llamados “rodados patagónicos”.

El nuevo influjo de limos eólicos desde los Andes cambió dramáticamente las condiciones geomórficas superficiales.

La llegada de importantes volúmenes limosos recubriendo los suelos dio lugar a la formación de fluidos de mayor viscosidad que se depositaron con poca o ninguna estratificación en las laderas y valles suavizando las aristas del relieve.

La cobertura vegetal, probablemente herbácea o de parque, dio lugar a procesos de bioturbación que borraron la estratificación remanente.

4.5 Morfogénesis asociada a los aportes loésicos y aluviones limosos del Pleistoceno Superior

En el Pleistoceno Superior se encuentra un conjunto de depósitos predominantemente limosos que también tienen una importante componente eólica. Pensamos que su origen está relacionado con el pie de monte de las colinas pampeanas (cerca de la ciudad de Santa Rosa en la Provincia de La Pampa, Argentina).

Allí los vientos del sudoeste levantaron las partículas limosas, dejando en el sitio los materiales arenosos bajo la forma de sistemas dunares. Los limos fueron transportados a través de la llanura platense (en ese momento casi totalmente emergida) siendo retenidos por la vegetación (probablemente con un clima de tipo sub-húmedo y/o semi-árido) en el actual territorio uruguayo y luego retransportado por el agua a las planicies aluviales donde se acumuló con espesores relativamente delgados (rara vez más de 3-4 metros). En el suroeste del país la unidad cartográfica resultante es la formación Dolores, y en el norte, la formación Sopas.

4.6 Cuencas de acumulación asociadas a los períodos erosivos

En algunos lugares subsidentes o en cuencas sedimentarias apropiadas pueden conservarse formaciones de acumulación asociadas con estos aplanamientos.

Estas cuencas se desarrollan sobre todo en el Este (Laguna Merín), Sur (San José) y Oeste (planicies del Bajo Uruguay).

Existen elementos para pensar que los aplanamientos más elevados son contemporáneos con los depósitos de la formación Fray Bentos, mientras que los aplanamientos medios serían correlativos con el Grupo Salto- Raigón- Malvín.

La parte superior de este Grupo sería contemporánea con ciertas superficies más bajas (terrazas, pedimentos, glaciares de acumulación y conos) identificadas en el área basáltica (p.ej. escalones de ladera de Sarandí del Arapey), escalones identificados en las cuchillas cristalinas del sur, en el litoral del río Uruguay (p.ej. terrazas fluviales de Salto) y en el pie de monte occidental de la Sierra de Ánimas (conos, glaciares y pedimentos asociados a la formación Malvín).

Los paleo-suelos rojos frecuentes en estos aplanamientos parecen ser posteriores a la formación de los conos de deyección malvinenses puesto que el material de éstos suele presentar una intensa rubefacción.

Ese mismo fenómeno es apreciable en los conos de deyección antiguos de la escarpa de Haedo, formados en un período de aplanamiento posterior al que generó la superficie de Masoller.

Por esta razón creemos que esta alteración generalizada (que fue denominada Curupiense por Antón- Prost, 1974) se generó en el Cuaternario Medio- Inferior durante un clima más cálido y húmedo que el actual dando lugar a entalles fluviales en los valles (entalles “*curupienses*”).

En un período inmediatamente posterior más árido, coincidentemente con el aporte de limos eólicos del sudoeste, estas alteraciones fueron removilizadas dando lugar a los depósitos de la formación Libertad. Ello es particularmente observable en la facies Vergara de dicha formación en las que se conserva aún la paleo-superficie de acumulación.

La superficie formada por la unión de los aplanamientos de estas lomadas y de las tangentes a sus convexidades somitales constituyen rampas regionales de flujo en la

Cuenca de Santa Lucía y en la Cuenca de la Laguna Merín, cuya reconstrucción es hoy perfectamente factible tanto en la Carta como en el terreno.

Durante este período el aporte de limo eólico fue muy importante. Tal hecho parece atestiguado por los bancos de loes que se asocian a la formación Libertad en el Sur, por la presencia de vidrios volcánicos (comprobada en los depósitos contemporáneos pampeanos de Buenos Aires) y por el notable enriquecimiento en limo y calcáreo de la misma, con relación a las alteraciones originales.

Estas lodolitas, entonces, serían el producto de la mezcla de las alteraciones curupienses y de los aportes del viento del Suroeste (en proveniencia del pie de monte andino).

Creemos que de la ubicación sobre un mapa regional de las principales superficies testigos de la rampa de flujo pueden surgir elementos novedosos y tema para futuras investigaciones dado el carácter eminentemente agrícola de los suelos sobre estos aplanamientos bajos.

Los entalles y retrocesos erosivos posteriores, permitieron la persistencia de dichos interfluvios aplanados con lodolitas en el subsuelo en muchos sitios.

En otros lugares, ha habido una degradación de los mismos, adoptando formas convexas tangentes a la rampa antes mencionada.

Esta degradación fue provocada fundamentalmente durante el período pleistocénico medio a superior (identificado como “*navarrense*” por Antón-Prost, 1974), con clima semi-árido, durante el cual se formaron gran parte de los vallecitos laterales en los interfluvios menores de esta unidad.

El período semi-árido- sub-húmedo inmediatamente posterior que dio origen a la formaciones Sopas en el norte, Dolores en el suroeste y Coronilla en el este regularizó en parte algunas laderas debido a un pequeño aporte limoso más o menos removilizado provocado por una nueva recrudescencia de las condiciones áridas en la actual provincia de la Pampa en Argentina (en particular en el pie de monte de las colinas de Santa Rosa y el “Valle Argentino”).

5. La carta geomorfológica

En ella se localizan cartográficamente las principales escarpas (Haedo y Serranías del Mar), las superficies de aplanamiento, que en algunos casos pasan a terrazas erosivas y rampas de erosión y tránsito, los entalles fluviales y zonas de erosión regresiva, las terrazas y planicies fluviales y las formaciones de acumulación asociadas.

Se han cartografiado dos superficies de aplanamiento antiguas, probablemente de edad Cretácica Superior (muy degradada) y Oligoceno-Miocena. La primera fue identificada en la región basáltica (Superficie Charqueada), y en las zonas serranas de la costa como una superficie tangente a las cimas. La segunda superficie cartografiada está mucho más extendida y corresponde con la Superficie Masoller de la región basáltica, y con la Superficie de la Cuchilla Grande (Nico Pérez- Cerro Chato) en el centro-este del país.

Aparentemente, esta superficie se relaciona con los sedimentos oligo-miocenos de la formación Fray Bentos.

Se ha definido también otra superficie más moderna en el Norte (Superficie Sarandí del Arapey, cuya edad puede ser Pliocena que pasa a las acumulaciones aluviales de la formación Salto. Otras unidades de acumulación relacionadas con esta superficie incluyen las formaciones aluviales Raigón en el Sur, Malvín al pie da la Sierra de Animas y Paso del Puerto en el este del país.

En posiciones inferiores (y más modernas) a lo largo de los valles fluviales se encuentran otras terrazas de menor extensión que a veces no son cartografiables a la escala utilizada. Es el caso de la formación Navarro en el sureste (pie de monte de

Sierra de Ánimas), la unidad estratigráfica Mataojo en el Norte y las terrazas del Río Negro a lo largo de este curso de agua y sus afluentes (ésta última fue cartografiada en forma muy general).

A su vez, estas terrazas y superficies están separadas por escarpas y laderas que son producto de entalles y erosión regresiva con rampas de erosión y tránsito asociadas.

Tanto los relieves de erosión como los de acumulación pueden estar recubiertos de formaciones limosas, limo-arcillosas y/o lodolíticas, de origen eólico, coluvial y pedogenético, que frecuentemente son los materiales madre de los suelos locales.

En algunas zonas la cobertura limo-arcillosa y lodolítica constituye la mayor parte de estas terrazas de acumulación como sucede en la cuenca de la Laguna Merín (colinas lodolíticas suavemente onduladas), en los alrededores de la ciudad de Libertad (Departamento de San José), cerca de la ciudad de Dolores (Departamento de Soriano) y en las planicies de las cuencas de los ríos Cuareim, Arapey, Daymán y Queguay (Departamentos de Artigas, Salto y Paysandú). Todas estas cuencas de sedimentación lodolíticas y limosas fueron cartografiadas en forma aproximada (de acuerdo a la escala utilizada).

También existen formaciones de acumulación en los valles y cuencas sedimentarias más profundas (reconocidos en afloramientos y perforaciones) que se asocian a los sucesivos períodos de erosión, así como formaciones de alteración relacionadas con períodos húmedos (ferrificaciones pedogenéticas de Asencio y alteraciones Curupienses en el pie de la Sierra de Animas, entre otras).

En la franja costera atlántica y platense se identifican terrazas y planicies litorales correspondientes con los niveles elevados del mar en tiempos pleistocénicos y holocénicos. Así como entalles y depósitos asociados a las regresiones marinas cuaternarias.

En base a todos estas características y procesos geomorfológicos se elaboró la Columna morfogenética y estratigráfica del Uruguay y la carta geomorfológica con su leyenda aclaratoria.

En la presente comunicación se incluye una versión simplificada y esquemática de la Carta.

Bibliografía

Antón, D. y Goso, H., 1974; Estado actual del conocimiento del Cuaternario en el Uruguay, Dirección de Suelos MGAP, presentado en el Congreso Geológico de Brasil, Porto Alegre.

Antón, D., 1974; Carta Geomorfológica del Norte del Uruguay 1: 500,000, Dirección de Suelos, MGAP, Uruguay

Antón, D., 1974-1975 Varias Cartas Geomorfológicas Detalladas (Sa de Palomeque, Sa de Ríos, María Albina, Confluencia Yermal- Olimar); Dirección de Suelos, MGAP, Uruguay

Antón, D., 1975 Cuchilla de la Casa de Piedra, Tacuarembó (para la Tesis de Maestría del Ing. Agr. Gustavo Saco) Dirección de Suelos, MGAP, Uruguay

Antón, D. y Prost. M.T., 1975; Carta geomorfológica de las terrazas del Arroyo Malvín, Maldonado y Carta Geomorfológica de la Cuenca del Arroyo Solís Grande, Dirección de Suelos, MGAP, Montevideo, Uruguay

Antón, D., 1997-8 Carta Geomorfológica de la Región Este del Uruguay (Probides), Uruguay

Antón, D., 2005 Informe sobre el impacto de la forestación en el Sistema Acuífero Litoral, informe para UNESCO y Dirección de Hidrografía, Uruguay.

Bossi, J. y Navarro, R.; 1991, Geología del Uruguay; Universidad de la República, Montevideo, Uruguay

Verolavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S. (editores), 2004; Cuencas Sedimentarias del Uruguay. Cenozoico, DIRAC, Montevideo, Uruguay

Anexo 1

Columna morfogenética y estratigráfica del Uruguay

Era/ período/ Época	Morfogénesis en zonas costras cristalinas	Morfogénesis en la región basáltica	Morfogénesis en la región gondwánica	Pedogénesis	Clima	Acumulaciones sedimentarias y formaciones de alteración
Reciente	Erosión antrópica en el sur y oeste	Escasa		Escasa	Sub- húmedo	Limos aluviales, lodos litorales
Holoceno		Escasa	Entalles	Moderada	Sub- húmedo	Sedimentos gumíferos (limos de Mosquitos)
Pleistoceno Superior	Formación de llanuras aluviales limosas	Formación de llanuras aluviales limosas	Erosión en interfluvios, formación de llanuras arenosas	Formación de suelos por acreción, procesos de bioturbación	Sub- húmedo a semi- árido	Formaciones limosas de llanuras costras y aluviales (formaciones Dolores y Sopas)
Pleistoceno Medio a Superior	Débiles entalles	Débiles entalles	Entalles	Formación de suelos	Sub- húmedo a húmedo	
Pleistoceno medio			Erosión en interfluvios, formación de llanuras arenosas	Formación de suelos por acreción, procesos de bioturbación	Semi- arido a sub- húmedo	Limos eólicos y lodolitas, formación Libertad y correlativas

Pleistoceno inferior	Entalles	Entalles, fuertes en la zona de escarpa, débiles en la cuesta basáltica		Formación de suelos profundos	Húmedo	Algunos suelos rojizos (alteritas "curupienses")
Plioceno	Erosión en interfluvios y formación de llanuras aluviales, liberación de bochas graníticas	Formación de superficies de erosión intermedias, terrazas fluviales		Escasa	Semiárido	Formaciones arenosas y gravilosas, con niveles de arcillas (formaciones Raigón, Salto y Malvín)
Mioceno-Oligoceno	Desarrollo de superficies de erosión (p.ej. C.Grande), liberación de bochas graníticas (p.ej. Sa de Mahoma)	Desarrollo de superficies de erosión (Masoller)		Escasa	Semiárido	Formaciones limosas y limo-arenosas calcáreas (formación Fray Bentos)
Eoceno-Paleoceno	Formación de suelos profundos y entalles fluviales	Entalles fluviales en la escarpa		Formación de suelos tropicales	Tropical húmedo	Alteritas del miembro del Palacio
Cretácico Superior	Desarrollo de aplanamientos elevados expresados en niveles de cimas	Desarrollo de aplanamientos elevados (p.ej. Charqueada)		Escasa	Semiárido	Sedimentos aluviales (formaciones Asencio, Mercedes, Guichón)
	Comienzo de degradación de la escarpa serrana costera	Formación de la escarpa basáltica				
Cretácico Medio	Formación de la escarpa serrana cristalina del Sur			Indeterminada		
Cretácico Inferior	Subsidencia de las fosas tectónicas de Santa Lucía y	Efusiones basálticas		Indeterminada		

	Laguna Merín					
Jurásico-triásico	Intensificación de la subsidencia de la Cuenca del Paraná			Escasa a nula		Areniscas eólicas, fluviales y lacunares (Formación Tacuarembó)
Paleozoico	Comienzo de la subsidencia de la cuenca del Paraná			Indeterminada		

Anexo 2

Leyenda de la Carta Geomorfológica¹

0 Cimas principales

0e Cimas desgajadas de escarpas regionales

0s Cimas relacionadas con antiguas superficies

0sh Cimas relacionadas con antiguas superficies de erosión contiguas y remanentes en la Cuchilla de Haedo

0scg Cimas relacionadas con antiguas superficies de erosión contiguas y remanentes en la Cuchilla Grande

1 Escarpas regionales y locales

1sm Línea aproximada de la macro-escarpa regional muy degradada de la Sierra del Mar uruguaya (correlacionable localmente con la Serra do Mar en el borde oriental del Escudo Brasileño)

1h Línea de escarpa del borde oriental basáltico (escarpa basáltica)

1sr Líneas de escarpa sub-regionales y locales

2-3 Superficies de erosión remanentes y degradadas

2-ch Cimas aplanadas relacionadas con antiguas superficies de erosión contiguas y remanentes en la Cuchilla de Haedo, Superficie Charqueada (probablemente K sup)

2-m Cimas aplanadas relacionadas con antiguas superficies de erosión contiguas y remanentes en la Cuchilla de Haedo, Superficie Masoller (probablemente relacionadas con Fray Bentos)

2-CG Cimas aplanadas relacionadas con antiguas superficies de erosión contiguas y remanentes en la Cuchilla Grande (probablemente K)

¹ La Carta 1:1,000,000 a que corresponde esta leyenda no está incluida en la comunicación debido a su tamaño. Será expuesta en la presentación oral. Al final del texto se adjunta una versión simplificada y esquemática.

2 - CG Zonas disectadas con superficies de erosión remanentes y rampas asociadas. Si bien sufrieron procesos erosivos que les imprimieron un cierto modelado aún son cartografiables a 1: 1,000,000

2-3msa Zonas generalmente disectadas con relictos de superficies en basalto, transición Masoller-Sarandí del Arapey/Salto

2-3 Cimas aplanadas relacionadas con antiguas superficies de erosión en cuchillas derivadas

2-3d Zonas disectadas relacionadas con antiguas superficies de erosión en cuchillas derivadas degradadas

2-3fb Cimas aplanadas relacionadas con las cuencas de sedimentación oligomiocénicas (formación Fray Bentos)

3 Superficies de erosión plio-pleistocénicas

3SA- Sarandí Arapey Superficies intermedias en área basáltica que se relacionan con terrazas Salto (Superficie Sarandí del Arapey)

3Lit Superficies intermedias plio-pleistocénicas en región litoral del Uruguay.

3Rai – Superficies intermedias que se relacionan con terrazas/depósitos de la formación Raigón y análogos. Generalmente algo degradadas.

4-5-6-7 Relieves suavemente ondulados en cuencas de sedimentación Cenozoicas y terrazas

4 Fb Relieves modelados sobre antiguas morfogénesis sedimentarias (Cuenca de sedimentación Fray Bentos más Libertad; zona San Salvador- Young)

5 STO Terrazas fluviales, Salto

5 Rgon Terrazas fluviales degradadas y/o recubiertas por lodolitas, F. Raigón

6 L Límite de la cuenca de sedimentación de las lodolitas recubriendo depósitos aluviales plio-pleistocénicos y limos y areniscas mio-oligocenas (zona Santa Lucía)

6 LM Cuenca de sedimentación lodolítica en Laguna Merín

7 Límite de la cuenca de sedimentación de las arenas pleistocénicas de la formación Río Negro y terrazas asociadas

8-10 Llanuras

8 Lm Límite de las llanuras asociadas con la cuenca de sedimentación holocena de la Laguna Merín

8 Cd Conos de deyección

8 A Planicies aluviales

9 Llanuras arenosas costeras

10 Lagunas litorales y zonas de inundación lacunares/ estuárica

11 Entalles fluviales

Anexo 3

Carta Geomorfológica del Uruguay

(versión simplificada y esquemática)

