

Caracterización geomórfica y evolución del paisaje de un sector de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires

Fernando X. PEREYRA

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Geomorphological classification and landscape evolution in a sector of Sierras Australes, Buenos Aires Province.* The main geomorphological features of a sector of Sierras Australes (Buenos Aires province) are described. Fluvial processes (mainly formation of alluvial fans), mass wasting (creep and debrisflows) and wind action (deflation and accumulation) are responsible for the configuration of the landscape of the region. At least three alluvial accumulation events and equal number of loess deposition were recognized for the late Cenozoic times. The development of a planation surface of pre-Cenozoic age, and developed in Palaeozoic rocks, is postulated. This surface and the piedmont accumulations were affected by erosional events related to tectonic, climatic and eustatic events (Andean Orogeny and glaciations). Six major geomorphological units are recognized. Today the pedogenetic processes predominate whereas morphodynamic ones are low.

Introducción

Se estudia la geomorfología de un sector de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, las que poseen características distintivas respecto a otros sistemas de Sudamérica, que derivan de un específico arreglo de una serie de factores, entre los cuales se cuentan: a) una estructura y tectónica característica (proximidad a un margen pasivo), b) la proximidad al océano, y por lo tanto ser especialmente sensible a las fluctuaciones del nivel del mar, c) el comparativamente bajo relieve relativo y d) las condiciones bioclimáticas, clima mayormente templado y vegetación de pradera y estepa de gramíneas, imperantes en la región durante el Cenozoico tardío. Se encuentra comprendida entre los paralelos de 37° 30' y 39° S y los meridianos de 62° 30' y 60° 30' O (Fig. 1), abarcando alrededor de 4000 Km², en las provincias geológicas de Ventania y Llanura Interserrana (Rolleri 1975). Es un sistema serrano que incluye una serie de variadas litologías de edades paleozoicas: Grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó. Corresponden a ambientes deposicionales marinos litorales y continentales clásticos (incluyendo tillitas). Estas rocas habrían sido falladas y plegadas probablemente como consecuencia de la colisión de Patagonia con Gondwana (Ramos 1984), ocurrida en el Paleozoico tardío. La estructuración habría continuado

probablemente hasta el Triásico. Con posterioridad, tras un importante hiato en el cual predominó la calma tectónica, tuvo lugar la formación de un nivel pedemontano como respuesta a un ascenso, probablemente vinculado a la orogenia Andina y al desarrollo de la adyacente cuenca del Colorado. Como resultado de este ascenso se habría reactivado el sistema paleozoico fallas, acumulándose las potentes secuencias psefíticas miocenas (Fm. Brechas Cerro Colorado). El Cenozoico superior (Plioceno-Reciente) está representado por la intercalación de depósitos aluviales pedemontanos, formaciones Las Malvinas, El Aguila y Aguas Blancas y eólicos (loésicos), formaciones La Norma y Saavedra (De Francesco 1992).

Según diferentes autores (Schumm 1977; Gerrard, 1993), la morfogénesis tiene lugar principalmente en forma discontinua (episódica), existiendo períodos largos de relativa estabilidad, durante los cuales los sistemas están en equilibrio dinámico y en los cuales tiene lugar principalmente la pedogénesis, interrumpidos brevemente (comparativamente) por períodos de intensa actividad morfogenética. Un sistema que se encuentra en estado de equilibrio dinámico puede ser considerado como un medio "estable". En consecuencia, la zona puede ser caracterizada como un medio estable, en el cual la

estabilidad ha sido alcanzada en forma relativamente reciente. El principal aspecto que dimana de la misma, es la presencia de un balance morfogénesis-pedogénesis volcado decididamente hacia el segundo de los términos. Los factores bioclimáticos determinan en buena medida la presencia de suelos "zonales" (suelos climatogénicos), en este caso molisoles.

La zona, desde una aproximación morfoestructural, se encuentra comprendida dentro del Positivo Bonaerense (Yrigoyen 1975). Desde el punto de vista morfoclimático la región corresponde en la actualidad a una región húmeda de latitudes intermedias, con temperaturas medias comprendidas entre 10° C y los 15° C y precipitaciones que oscilan entre 600 y 1000 mm, con un régimen hídrico estacional, sin déficits extremos (Cappanninni *et al.* 1970). La cobertura vegetal es de tipo estepa herbácea, lo que sumado a la importante cobertura edáfica, influyen en la configuración del terreno. Asimismo presenta ciertas particularidades derivadas de la proximidad a una zona de condiciones climáticas semiáridas y la existencia de la zona montañosa, que han resultado en una comparativamente mayor actividad geomórfica.

En una zona compuesta por rocas paleozoicas plegadas, falladas y ascendidas, se desarrolló un ambiente de tipo pedemontano, probablemente a partir del Mioceno, el que presenta características distintivas respecto a otros del país, debido al tipo de evolución tectónica y a las condiciones climáticas imperantes durante distintos lapsos del Cenozoico tardío (condiciones subhúmedas-húmedas). Han sido reconocidas seis unidades geomórficas (véase Tablas 1 y 2) resultantes del accionar diferencial de la acción fluvial pedemontana, la remoción en masa y la acción eólica. La alternancia de las acciones fluviales y eólicas y de períodos de estabilidad morfogenética, dominados por la pedogénesis, constituye la principal característica del modelado de la región. El relieve preexistente ha influido decisivamente en la

distribución del loess y en los espesores que alcanza. La acumulación de cenizas volcánicas y la formación de calcretes han sido fenómenos relevantes por su influencia en la morfogénesis y pedogénesis. La actividad tectónica, vinculada a la orogenia Andina y a la apertura del Océano Atlántico y formación de la Cuenca del Colorado, si bien poco conocida respecto a su influencia en la morfogénesis para la región Pampeana, ha tenido un importante papel en la estructuración de la zona considerada. En la figura 2, mapa geomorfológico, se observa la distribución espacial de las diferentes unidades geomórficas.

Acción fluvial

El diseño de la red de drenaje posee características que responden a un bajo relieve relativo, destacando los cursos con alta sinuosidad y la presencia de una red poco integrada (salvo en el caso de los ríos Sauce Grande, al sur y Sauce Corto, al norte), la cual es funcional solamente en los casos de grandes inundaciones. El régimen de los cursos es de tipo permanente, generalmente torrencial, como respuesta a grandes precipitaciones. En la zona de la llanura los cursos presentan poca profundidad (menos de un metro), con laterales abruptos con cierto grado de "encajonamiento", lo que evidencia una acción de erosiva vertical, que puede exponer a los sedimentos "pampeanos". Los principales cursos de la vertiente norte presentan dos niveles de terrazas (de mayor extensión en los arroyos Sauce Corto y Curamalal Grande en el piedemonte norte), si bien dada la escala del mapa no pueden ser individualizadas en el mismo debido a la escasa extensión areal de las mismas. El hábito meandriforme de los cursos y su alta sinuosidad, son claros indicadores del tipo de carga mixta que transportan: en suspensión y de lecho (Schumm 1977). El diseño de la red en la zona de llanura y en la pedemontana, es paralelo a dendrítico. La densidad de drenaje en el sector de la llanura, es baja, lo que probablemente evidencia, entre otros factores señalados como causales por diversos autores (véase Summerfield 1991), la naturaleza del sustrato (loess y cubierta edáfica, con vegetación de estepa), que favorece la infiltración. La morfogénesis fluvial en la actualidad se restringe a una limitada incisión vertical, migración de meandros y ensanchamiento de los cauces (por erosión lateral que provoca movimientos de remoción en masa).

Los depósitos pedemontanos forman un nivel más alto, correspondiente a un período más antiguo y, parcialmente encajado en él se reconoce un nivel más bajo y externo. Los abanicos presentan sus formas típicas en planta y en corte transversal, pendientes medias de 20 a 10 m/km, poco potentes, pequeñas



Figura 1: Mapa de ubicación.

Tabla 1: Procesos geomórficos actuantes.

UNIDAD GEOMORFICA	PASADOS	ACTUALES
SERRANA	REMOCION EN MASA, METEOR. Y FLUVIAL	REMOCION EN MASA, METEOR. Y FLUVIAL SUBORDINADO
VALLES INTERMONT.	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA
PIEDEMONTE ANTIGUO	REMOCION EN MASA Y FLUVIAL	REMOCION EN MASA (REPTAJE)
PIEDEMONTE MODERNO	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA	REPTAJE DE SUELOS Y FLUVIAL SUBORDINADO
PLANICIE DE DEFLACION Y ACUMULACION EOLICA	EOLICO Y FLUVIAL SUBORDINADO	REPTAJE DE SUELOS, EOLICO, FLUVIAL Y LACUNAR SUBORD.
FAJAS ALUVIALES	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA SUBORDINADO	FLUVIAL Y REMOCION EN MASA SUBORDINADO

dimensiones y generalmente algo elongados. Son resultado principalmente de esporádicos flujos densos (*debris flow*), los que han incorporado material loésico y rocas paleozoicas, observándose, aguas abajo, la disminución del tamaño de grano. El escurrimiento encauzado, activo el resto del tiempo, profundiza los depósitos precedentes. Es característico de este tipo de abanico la presencia de una importante cobertura edáfica y vegetal, con alto contenido de materia orgánica y paleosuelos, situación observada en diferentes cursos del piedemonte de la sierra de Bravard, por ejemplo en los arroyos 27 de diciembre, Cortaderas, San Antonio. La presencia de suelos enterrados evidencia la acción de ciclos constructivos recurrentes y pone de manifiesto la existencia de largos períodos de estabilidad con predominio de la pedogénesis (condiciones apropiadas para el desarrollo de horizontes argílicos).

Los cursos originariamente tenían un hábito anastomosado (evidenciado por los paleocauces), notándose una tendencia al aumento de la sinuosidad, hacia tipos meandriformes, situación particularmente evidente en los arroyos Sauce Corto, Curamalal Grande y Pillahuincó chico. Los altos valores de sinuosidad de los cursos fluviales en el piedemonte y en

Tabla 2: Principales procesos y geoformas en sierras australes.

PROCESO GEOMORFICO	ACCIONAR Y MODALIDAD	GEOFORMA PRINCIPAL
ETCHPLANIZACION		SUPERFICES DE PLANACION REGIONAL
FLUVIAL	EROSIVO	PLANICIES ALUVIALES
	AGRADACIONAL	TERRAZAS
	EROSIVO	ABANICOS ALUVIALES (BAJADAS)
	AGRADACIONAL	LOBULOS Y "TERRAZUELAS"
REMOCION EN MASA	FLUJOS DENSOS	CONOS Y CARPETAS
	SOLIFLUCCION	
	DESIZAMIENTOS Y CAIDAS	
	REPTAJE	
EOLICO	EROSIVO	CUBETAS
	AGRADACIONAL	PLANICIES LOESSICAS

la llanura pueden responder a diversas causas: 1) las variaciones climáticas, ocurridas en el Cuaternario; 2) la existencia de una pendiente regional generalmente baja; 3) las interferencias ocasionadas en el drenaje debidas a los diversos eventos de acumulación de loess (que suavizan el relieve preexistente, desorganizando la red de drenaje). La red se encontraría en la actualidad evolucionando, si bien lentamente por el bajo potencial morfogenético, hacia una mayor integración. Se plantea como posible otro factor más. Schumm (1986), plantea que en respuesta a movimientos tectónicos sísmicos o asísmicos, los cursos fluviales que fluyen entre bancos construidos por sí mismos, pueden experimentar cambios en la carga, caudal, pendiente y geometría. Algunos efectos son el desarrollo de un hábito meandriforme, ensanchamientos o estrechamientos locales, formación de depresiones anómalas (con formación de pequeños bajos pantanosos), curvas abruptas de los cursos, etc. Estas características son comunes en los cursos de la región. La tectónica puede expresarse por fallamiento y plegamiento, que pueden carecer de expresión en superficie, especialmente si la cobertura es poco competente (la deformación en superficie se resuelve por una compactación diferencial). Las causas de movimientos esencialmente verticales de intraplaca responden a distintos orígenes: 1) movimientos epigénicos vinculados a deformaciones presentes en los límites de placas y 2) la presencia de ascensos astenosféricos. La orogenia Andina y la apertura del

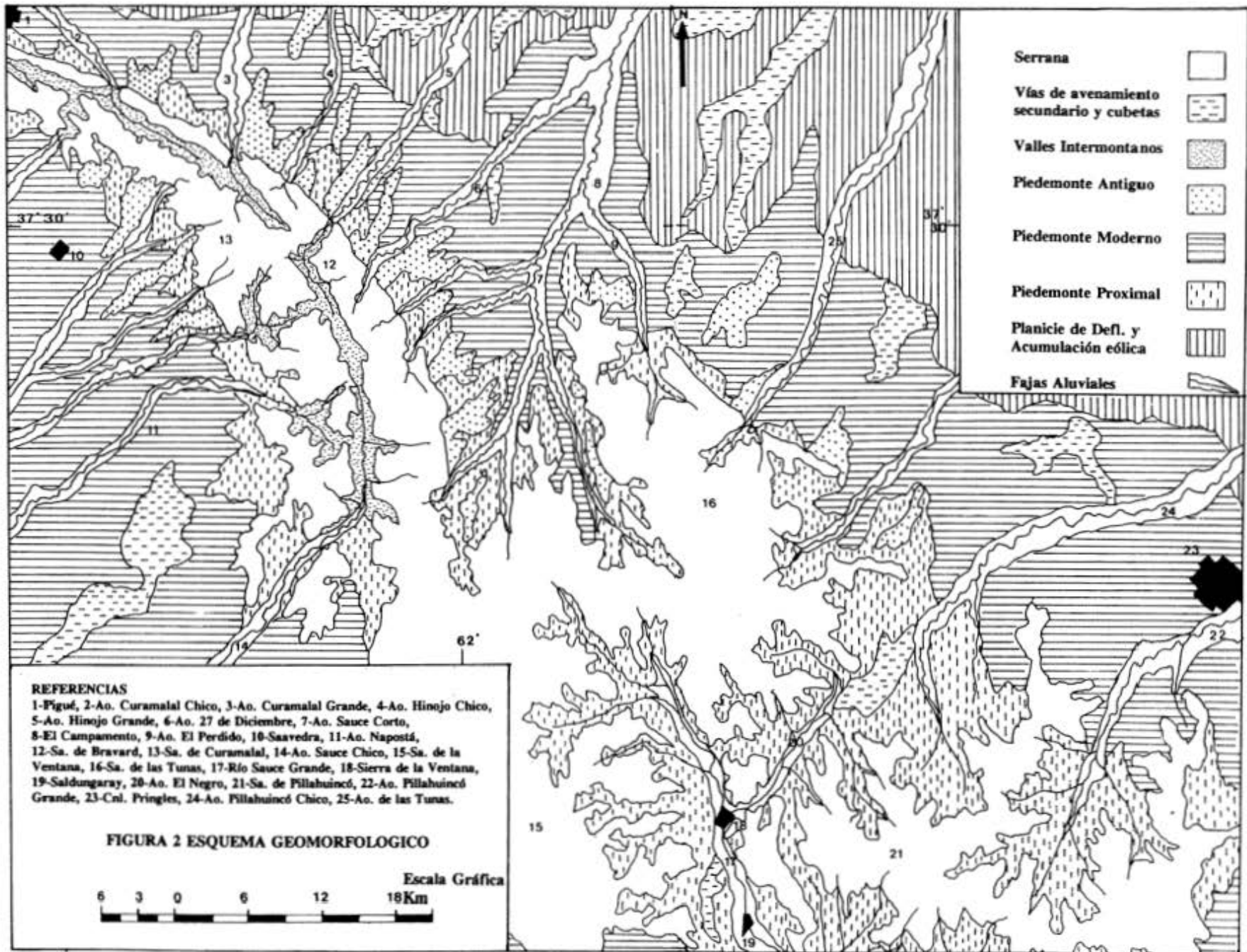


Figura 2: Esquema geomorfológico.

Océano Atlántico parecen haber sido las principales causas del ascenso cenozoico de las Sierras Australes, favorecida por las estructuras paleozoicas, las que fueron reactivadas. En la formación de la vecina Cuenca del Colorado, Kostadinoff y Font (1984), señalan la existencia de un defecto de masa no compensado isostáticamente ubicado debajo del eje de las sierras, que puede producir basculamientos y movimientos relativos en el proceso de acomodamiento. El resultado de los movimientos es la variación de las pendientes de los cursos, produciéndose una perturbación en el patrón de drenaje. En la región parece haber tenido lugar un ascenso en la zona pedemontana que ocasionó una mayor incisión vertical y migración de los meandros aguas abajo. Asimismo, al no variar sustancialmente la carga se produjo un aumento en la sinuosidad de los cursos. La respuesta del sistema fluvial es compleja (Schumm 1977), por lo que las características de los cursos no son totalmente equivalentes. Se suma el efecto de la probable repetición de eventos de deformación, lo que complica aún más la respuesta del sistema fluvial. Lo planteado recientemente por Quattrocchio *et al.* (1995), respecto a la existencia de evidencias de neotectónica en el sector del río Sauce Chico, al sur de la zona estudiada, apoyaría lo aquí planteado.

En el sector montañoso, los cursos poseen mayores gradientes, numerosos resaltes en su perfil longitudinal y marcado control estructural. El diseño predominante es rectangular angular a subdendrítico (según la litología aflorante). La densidad de drenaje es mayor que en la zona de llanura y piedemonte, especialmente en la zona de esquistos. Los valles intermontanos presentan cursos principales subsecuentes, paralelos a la estructura (controlados por sistemas de fallas y diaclasas). Los fenómenos de capturas son frecuentes en la zona serrana y se deben a fenómenos de erosión retrocedente que producen una mayor integración de la red. En general, a favor de una mayor pendiente regional, hay una tendencia creciente a la incorporación por capturas, de mayor cantidad de cursos a la cuenca del río Sauce Grande.

Superficie de planación

En la zona estudiada se ha observado una superficie de planación regional (en el sentido no genético planteado por Ollier y Clayton 1981) que se encuentra fragmentada y se ha labrado en todas las litologías que conforman las sierras. La concordancia de cumbres y niveles interfluviales es claramente observable en numerosos sectores de las sierras. La desigual constitución litológica de las sierras (ortocuarcitas y esquistos), ha resultado en un distinto grado de erosión

posterior al levantamiento por lo que pueden apreciarse diferencias en los grados de incisión vertical, pendientes y agudeza de las divisorias. Asimismo la superficie trunca estratos y estructuras de diferentes edades y características. Finalmente, la adaptación progresiva de los cursos, a través de capturas, a la estructura geológica (se vuelven dominantes los ríos subsecuentes) y la magnitud de las superficies, constituyen otros elementos diagnósticos más (Thornbury 1960; Summerfield 1991). Estas características son observables principalmente en las sierras de Pillahuincó y de las Tunas, y en menor medida en las de Bravard y Curamalal. Se desarrolla principalmente en cotas del orden de los 600-700 m, encontrándose mejor preservada en los sectores en los cuales afloran filitas, esquistos y micacitas. Asimismo se observan remanentes de la superficie en cotas mayores (900 m aproximadamente), principalmente en las sierras de Bravard, Curamalal y Ventana. Esta situación estaría motivada probablemente por un comportamiento diferencial respecto a la erosión por la existencia de rocas más resistentes y un movimiento tectónico diferencial que podría haber fragmentado la superficie.

Se considera que esta superficie es resultado del accionar de varios procesos durante largos períodos de tiempo, evolución característica de un régimen cratónico (Fairnbridge y Finkl 1980). El mismo comprende una secuencia repetida de exhumación y soterramiento de los cratones, constituyendo superficies poligenéticas, en las cuales predominan los procesos de "etcheplanación" ("grabado"), la pediplanación y la acción fluvial, debidas a la alternancia de climas. La primera, en etapas talasocráticas (afines a la biostasia), con dominante meteorización y la segunda, correspondiente a eventos comparativamente cortos, rehistóricos (ante una tectónica activa o condiciones bioclimáticas más "agresivas"). Twindale y Vidal Romani (1994), plantean que este proceso es en realidad más complejo y consiste en múltiples etapas, en las cuales la estructura de los cratones juega un papel importante. Los períodos talasocráticos implican una dominante calma tectónica, en la región es posible apreciar la existencia de períodos largos de relativa calma estructural; desde la finalización de la orogenia vinculada a la colisión de Gondwana con la Patagonia (ubicada tentativamente por Ramos 1984, en el Devónico-Carbónico Temprano), hasta la apertura del Océano Atlántico y desmembramiento de Gondwana (Jurásico temprano), hay un intervalo de por lo menos 50 m.a. de relativa calma tectónica. Además, la posición de este sector respecto de los bordes del supercontinente era de intraplaca, y por lo tanto, lejano al nivel de base general; situación que favorecen las condiciones de planación regional (Summerfield 1991). La posición de Gondwana en lo referente a la

paleolatitud varió grandemente, teniendo este sector una posición más subtropical. Estas condiciones morfoclimáticas pasadas pudieron haber creado las condiciones para procesos de lavado rápido de gran escala de depósitos de meteorización. En los últimos tiempos se ha abordado el tema de la antigüedad de las georformas y potencial de preservación de las mismas, especialmente para el caso de ambientes cratónicos, como resultado de los cuales se ha planteado la posibilidad de una mayor preservación de las mismas involucrando largos períodos (Nott 1995), lo que apoyaría lo planteado.

La carencia de trabajos sobre la tectónica postcolisional de la región, desde una aproximación moderna, hace que lo planteado tenga un carácter tentativo. Todo lo que se intenta hacer es señalar la presencia de esta superficie, la existencia en el pasado de condiciones propicias para su formación y la multiplicidad de procesos que pueden haber actuado para su formación. Mucho más trabajo debe ser realizado al respecto, hasta que se pueda contar con un esquema coherente de evolución geomórfica del país, en relación a la tectónica global.

Acción eólica

Su accionar es importante, tanto en forma agradacional (relieve loésico) como erosivo (formación de cubetas). Se observan numerosos bajos, muchos de los cuales se encuentran ocupados por cuerpos someros de agua, generalmente asociados a una vegetación especializada y asociaciones particulares de suelos (natracuales y natracuales), que se deberían a la acción erosiva del viento (deflación), si bien también habrían actuado otros procesos (remoción en masa y escurrimiento superficial). Presentan dimensiones variables, comprendidas entre unas pocas decenas de metros y 2 km. Sus contornos son regulares y su forma en planta es oval. Se observan cordones de acumulación eólica de material más grueso en los bordes de las mismas. El eje mayor de estas depresiones suele tener rumbo N-S o NO-SE, pudiendo coalescer y formar depresiones de mayores dimensiones y contornos irregulares (constituyen niveles de base locales). La profundidad de las cubetas, varía entre 1 m y 4-5 m, como máximo, y las pendientes de los laterales no superan los 3°. Con la distancia a la zona serrana, aumenta la cantidad y tamaño de las cubetas. La mayor parte de las cubetas muestran disposición radial respecto a las sierras (según el diseño de la antigua red de drenaje). Los aspectos que han incidido en la distribución de las cubetas son: a) la compactación diferencial de una cobertura loésica de diferentes espesores, b) la presencia de una red de drenaje previa (existencia de un relieve cóncavo previo), c) la existencia de fenómenos de disolución

(kársticos) de los niveles de tosca y d) la infiltración diferencial en sedimentos limosos.

El impacto morfológico del loess se materializa principalmente a través de la modificación del paisaje preexistente ya que carece de morfología propia. El grado de modificación es producto de la potencia del loess, el relieve preexistente, la exposición, la cobertura vegetal y la historia postdeposicional. La depositación del loess ha generado un paisaje suavemente ondulado con crestas y depresiones alineadas en forma transversal a la dirección de los vientos competentes (del sudoeste). Más llamativas son las formas erosivas postdeposicionales. Debido al cemento y textura, el material posee un alto grado de cohesión y puede formar paredes subverticales en los cursos fluviales y cárcavas (por ejemplo en el arroyo Cortaderas supera los 4 m de profundidad). Ante fuertes precipitaciones o la acción de erosión lateral producida por los cursos fluviales, tienen lugar caídas de material y deslizamientos.

Remoción en masa

Presenta gran variedad de tipos de movimientos, alcanzando mayor desarrollo areal en el pasado, lo que se debería a: 1) la existencia de una importante cobertura vegetal y edáfica actúa en la actualidad como un importante moderador de la actividad gravitacional, 2) la depositación del loess, ha tenido el mismo efecto, dado el carácter mantiforme de los mismos y 3) la ausencia de una tectónica activa de magnitud en tiempos recientes ha inhibido también la acción de la remoción en masa. Los depósitos más antiguos, alcanzan importante desarrollo, sin embargo, en virtud de su antigüedad y la cobertura loésica, sus morfologías originales no son apreciables en la actualidad. Los mismos se encontraban asociados a eventos mayores de levantamiento de las sierras y cambios climáticos importantes. La tipología de los diversos depósitos fue realizada sobre la base de la clasificación de Varnes, modificada (1978, en Summerfield 1991).

Las lomas más altas, que conforman el nivel pedemontano más antiguo, están integradas por depósitos de *debrisflows* (flujos de detritos). Estratigráficamente pueden ser atribuidos a las formaciones El Aguila, La Toma y Aguas Blancas, cubriendo un amplio rango temporal (Plioceno a Holoceno). En las cercanías del puente de la ruta provincial que une el paraje del Campamento con Pigué, en el arroyo 27 de Diciembre, destaca una loma de mayor altura que el paisaje circundante. En la misma aflora, en un corte del camino, unos depósitos de hasta 5 m de potencia de conglomerados. Estos son caóticos, con bloques de hasta 40 cm de diámetro,

angulosos a subangulosos, esencialmente cuarcíticos, aunque también los hay esquistosos, en este último caso de menores dimensiones. Poseen abundante matriz arenosa y gravillosa, con clastos de cuarcitas, areniscas y rocas plutónicas. En menor proporción, hay también material limoso (loess) y arcilloso. El depósito no presenta estructuras sedimentarias, salvo en aquellos sectores donde se observa una laminación de gravas y arenas; pudiendo atribuirse estos, a la acción fluvial marginal a la remoción en masa o a la cola, más fluida, del flujo. Tanto los clastos como la matriz, presentan importante cementación y pátina carbonática.

Aflorando parcialmente en los laterales de los principales cursos fluviales (por ejemplo Hinojo Grande, Curamalal Grande y Chico, etc.), se han reconocido depósitos en forma de lentes, o en los casos en que se encuentran totalmente descubiertos, lenguados, correspondientes a *debrisflows*, que presentan bloques de hasta 0,5 m. Estos depósitos serían mucho más modernos que los tratados en forma precedente, ya que su depositación se encuentra vinculada al relieve existente en la actualidad, encauzados en los valles fluviales. La matriz suele ser limo-arenosa y presentan evidencias de calcretización. Pueden presentar cierto grado de retrabajo fluvial. Estos conglomerados pueden ser asimilables a la Formación Aguas Blancas. Los depósitos atribuibles a *mud flows*, son menos frecuentes y de menor desarrollo areal, no constituyendo elementos morfológicos destacados.

En la actualidad el proceso más frecuente y extendido a toda la región estudiada, es el reptaje, tanto de suelos como de detritos rocosos (este último caso frecuente en la zona serrana, intermontana y pedemontana proximal). El reptaje tiene como consecuencia morfológica, el suavizamiento de las pendientes, así como la generación de segmentos convexos en las mismas. El movimiento es lento (del orden de mm por año) y tiene lugar esencialmente por la acción de sobrepeso del material suprayacente, sobre el material no consolidado que tapiza las pendientes. El fenómeno de *frost heaving* puede volverse más importante en los lugares más altos, en los cuales se dan las condiciones para el congelamiento temporario del agua intersticial durante algunos meses del año. La principal evidencia de reptaje es la existencia de una importante carpeta detrítica que tapiza gran parte de los afloramientos rocosos y pedemontanos más antiguos. La litología esquistosa y el importante diaclasamiento y fracturación de las rocas paleozoicas, favorecen al reptaje. En cambio, las areniscas y cuarcitas, son mucho menos susceptibles a este tipo de movimientos, lo cual marca una manifiesta diferencia en el aspecto de las pendientes de la zona serrana, según sea la litología predominante.

Los flujos de tierra (o corrientes de tierra) son

fenómenos característicos de la región, encontrándose ampliamente distribuidos. Implican el movimiento esencialmente de suelos, que tienen lugar como respuesta a precipitaciones importantes. La rápida colonización vegetal y edafización de estos depósitos oblitera parcialmente sus evidencias morfológicas: cicatriz o muesca correspondiente a la zona de arranque, albardones laterales y acumulación distal. Poseen escaso desarrollo areal. Figueroa (1968), reconoce en las cercanías del arroyo El Loro (tributario del Sauce Grande, en la zona intermontana) y zona del abra de la Ventana, acumulaciones de material detrítico grueso, mezclado con material edafizado más fino, al pie de las pendientes (20° a 30° de inclinación), que atribuye a procesos recurrentes de soliflucción. El resultado morfológico, observado en numerosos sectores de la zona serrana, es la existencia de un cierto escalonamiento de las pendientes (formación de pequeñas terrazuelas). En la zona serrana e interserrana son frecuentes también, los deslizamientos planares de rocas y de detritos y, en menor medida, las "caídas de rocas". Acumulaciones debidas a deslizamientos fueron observadas en la zona del abra del Hinojo, en la cual se apreció el apilamiento distal, poco vegetado aún, compuesto por material detrítico grueso (anguloso), de composición esquistosa, loess poco edafizado y suelos, intermezclados. Las evidencias de reactivación de movimientos de remoción en masa debidas a la actividad antrópica (principalmente vinculadas a la agricultura) son particularmente notorias en algunos sectores de la región estudiada, particularmente en la zona pedemontana.

Descripción de las unidades geomórficas

Unidad Geomórfica Serrana

Corresponde a la superficie de planación regional, que involucra a las sierras de Bravard, Curamalal, Las Tunas, Pillahuincó y sectores de la de Ventana. La mayor o menor preservación y grado de erosión se encuentran relacionada con diferentes grados de disección fluvial, diferencias litológicas de las rocas aflorantes y la existencia de movimientos tectónicos diferenciales y/o desfasados en el tiempo entre los distintos bloques serranos. Los principales procesos geomórficos actuantes en el pasado, han sido aquellos de tipo endógenos, causantes del fallamiento y plegamiento. Si bien escapa a los objetivos del presente estudio, es prácticamente imposible establecer una secuencia de acontecimientos ya que hasta el presente se carece de un esquema de evolución tectónica de la región para el lapso Mesozoico-Cenozoico. A este

paisaje tectónico se le sobreimpuso el ciclo fluvial y la acción de la meteorización. En la actualidad los procesos actuantes son la remoción en masa (reptaje, deslizamientos, caídas de rocas y flujos) y la acción fluvial (erosiva y agradacional). Las pendientes suelen superar los 45° y son frecuentes las caras libres rocosas subverticales. La pedogénesis se encuentra restringida y son frecuentes los sectores sin cobertura vegetal ni edáfica. Se ha distinguido también, una faja adosada al frente montañoso en la que el proceso predominante es la remoción en masa, y especialmente el reptaje (de suelos y de detritos rocosos). La cobertura loésica es de espesores variables y se encuentra mezclada con material más grueso (esencialmente por remoción en masa). Las pendientes son también altas (más de 20°), particularmente en la sierra de Bravard. La acción erosiva fluvial (rills, cárcavas y cauces efímeros) también es importante, si bien se encuentra más localizada, generalmente, en las salidas de pequeñas cuencas de orden 2 y 3 ubicadas en la zona montañosa. En respuesta a precipitaciones intensas se producen pequeños conos aluviales que progradan en el piedemonte, sepultando los suelos de esos sectores.

Unidad Geomórfica Valles Intermontanos

Presentan marcado control estructural, siendo los mayores paralelos a la estructura (subsecuentes). En las sierras de Bravard y Curamalal son también comunes los valles transversales ("abras"). Los cursos fluviales que surcan estos últimos, han protagonizado capturas de los arroyos de tipo subsecuente, integrando la red de drenaje del sistema serrano con el ambiente pedemontano y la llanura. Los depósitos correspondientes a las planicies aluviales y abanicos aluviales son de dimensiones variables, pero generalmente son pequeños. Son sumamente irregulares, si se comparan con aquellos de las zona pedemontana debido principalmente al escaso espacio disponible para la acumulación. El espesor de los depósitos es poco importante y en los mismos se evidencia la participación de la acción fluvial y de la remoción en masa. En la actualidad la actividad geomórfica se restringe al reptaje de suelos y de detritos y a la incisión vertical de los principales cursos fluviales. A los flujos rápidos de tipo *mudflows* y *debrisflows*, se suman las corrientes de tierra, deslizamientos de rocas y detritos, el reptaje y la solifluxión. La cobertura loésica presenta espesores variables, según la orientación y la altura de los valles. El relieve relativo es importante para la región así como la inclinación de las pendientes.

Unidad Geomórfica Piedemonte Antiguo

Se encuentra representada en el flanco norte de la sierra de Bravard y en sectores aislados de las sierras

de la Tunas y Pigué. Presenta una cota superior a los niveles pedemontanos más modernos, destacando claramente del paisaje circundante (cotas entre 350 y 280 m). Son lomas pronunciadas, cuyas pendientes pueden alcanzar los 15°, de composición conglomerádica (fluviales y de remoción en masa). Presentan importante cementación carbonática y la cobertura edáfica en los sectores apicales es reducida. El espesor del loess aumenta gradualmente pendiente abajo y paralelamente lo hace el grado de desarrollo de los suelos. Esta unidad agrupa geoformas de diferentes orígenes y edades. De todas maneras el agrupamiento tiene el sentido de englobar todas aquellas geoformas propias de un ambiente pedemontano. Estas geoformas fueron sometidas a un evento erosivo mayor, anterior a la depositación del loess "postpampeano", el cual se adaptó al relieve preexistente, y a la formación del nivel pedemontano actual. En la actualidad, los procesos geomórficos son el reptaje de suelos y cierto grado de erosión hídrica, tanto por flujo difuso como por encauzado, observándose rills.

Unidad Geomórfica Piedemonte Moderno

Constituye la principal unidad por su extensión areal (incluyendo la subunidad piedemonte proximal, véase mapa geomorfológico). Destacan los abanicos aluviales, que coalescen formando una "bajada" atípica, debido a las características morfoclimáticas imperantes durante su formación. Los abanicos presentan longitudes del orden de los 10 km. Su perfil longitudinal es generalmente cóncavo, si bien presentan quiebres. Este paisaje se ha "encajado" en el preexistente. En la formación de los abanicos aluviales han participado la acción fluvial (*streamflows*) y la remoción en masa (flujos densos). Esta última ha sido más importante en el pasado, posiblemente coincidiendo con períodos en los cuales el clima era más seco y frío. Este ambiente ha sido cubierto por loess (en por lo menos tres eventos mayores), lo que, sumado a la deflación eólica, modificó parcialmente el relieve preexistente, interfiriendo en el accionar del proceso fluvial (obturando parcialmente y modificando el diseño de la red de drenaje de los abanicos aluviales, originalmente de tipo distributivo). Son frecuentes los paleocauces parcialmente cubiertos por loess (por ejemplo en el arroyo 27 de diciembre). El relieve de esta unidad presenta suaves ondulaciones. Las lomas se encuentran generalmente controladas por bancos de tosca, los que han sido erosionados parcialmente, por lo que puede inferirse que ha existido uno o más eventos de erosión del paisaje de los abanicos. En la actualidad la acción fluvial encauzada es poco importante mientras que el reptaje de suelos y el escurrimiento difuso mantiforme constituyen los procesos geomórficos más activos en la actualidad; si bien

bastante atemperados por la importante cobertura vegetal y edáfica que caracteriza a esta unidad. Las pendientes son bajas, así como el relieve relativo. Las características enumeradas, se encuentran mejor expresadas en el sector de la sierra de Bravard. La zona del piedemonte de las sierras de las Tunas y Pillahuincó posee pendientes menores y una mayor representación relativa de la cobertura loésica (menor dinámica fluvial).

En la región estudiada los niveles de calcretes ("tosca") se encuentran distribuidos extensamente, ocupando distintas posiciones dentro del paisaje y encontrándose en diferentes unidades geomórficas, si bien predominan en la Unidad piedemonte moderno. Presentan coloración blanquecina 10 YR 8/1 a 5 YR 8/1. La situación más frecuente es la presencia de niveles de tosca en posiciones altas en las lomas, tanto de los niveles pedemontanos antiguos como en los modernos, en los valles intermontanos y en la planicie de deflación y acumulación eólica. Por encima se han acumulado los sedimentos loésicos "postpampeanos", generalmente delgados y con suelos poco desarrollados. Tal situación permite descartar un origen pedogenético "simple" para estos niveles de tosca. Sus espesores varían entre pocos centímetros hasta aproximadamente un metro. Su morfología y micromorfología es también variada, pudiendo ser pulvulentos, laminares o estratificados y también de tipo calcrete con rodados y nodular-acrecional, con muñecos y otras concreciones, hasta brechoso. En algunos casos se observa el desarrollo de verdaderos perfiles de calcretes, lo que indica complejas historias de formación de los mismos (por ejemplo en el arroyo Curamalal Grande).

En zonas de bajos y vías de avenamiento secundario, a poca profundidad (aproximadamente un metro), también se han observado niveles carbonáticos, frecuentemente de tipo pulvulento, constituyendo horizontes calcificados Cca o Ccam. Se deberían a procesos pedogenéticos y a migraciones laterales de carbonatos en solución por *flow soil water* desde posiciones altas del paisaje, concentrándose en las depresiones. Los niveles macizos de tosca son poco frecuentes en comparación con lo que sucede en la mayor parte del territorio de la provincia. Buschiazzi (1986), en el estudio de los niveles de tosca, al sur de Ventania, destaca el papel de la infiltración, a partir de la existencia de evidencias morfológicas de movimiento descendente de agua con calcáreo tales como microestalactitas ("barbas", pendientes y horizontalidad de las estructuras). Es muy probable que a un fenómeno generalizado de formación de calcretes ocurrido a fines de la depositación de los sedimentos de la Formación La Norma, le haya seguido distintos eventos de erosión, disolución, precipitación y redepositación del carbonato, lo cual sumado a nuevos aportes, resultó en la formación de nuevos niveles

carbonáticos, durante el Pleistoceno y el Holoceno. En tal caso, muchos de los bancos observados tendrían un carácter secundario.

Los efectos geomorfológicos de las duricostras son numerosos. Su presencia confiere mayor resistencia a la erosión a los depósitos subyacentes respecto a los depósitos loésicos carentes de carbonato, los cuales son fácilmente erosionables (fenómenos de inversión de relieve). Los calcretes afectan también la geometría de los canales fluviales y sus perfiles longitudinales, el control estructural de algunos niveles de terrazas (tipo "terrazas rocosas") y como resaltos en los cursos (por interposición de bancos duros). Controlan el diseño de la red de drenaje en la zona pedemontana, confiriéndole un diseño subparalelo, situación por demás evidente en el piedemonte sur de la sierra de Pillahuincó. Una característica saliente de las toscas es que se forman y se endurecen lo suficientemente rápido (pocos cientos de años) como para permitir la preservación de superficies geomórficas que de otra manera serían fácilmente erosionables. La velocidad de formación se incrementa si existe una provisión constante de carbonato. Esta situación ha permitido la existencia de geoformas y superficies de erosión intraformación Saavedra.

Unidad Geomórfica Planicie de Deflación y Acumulación Eólica

Se extiende a continuación del piedemonte; el pasaje de una a otra unidad es transicional, ya que el quiebre de pendiente es poco evidente, extendiéndose a cotas inferiores a 250 m. La caracteriza un relieve suavemente ondulado, típico de las planicies loésicas. El proceso dominante que le ha dado origen ha sido la acción recurrente de deflación y depositación eólica. En la actualidad ambos procesos se encuentran reducidos a su mínima expresión debido a la importante cobertura edáfica y vegetal, que estabiliza las pendientes. Las depresiones mayores, generalmente de formas en planta ovals, son antiguas cubetas de deflación, las que, en la actualidad, se encuentran ocupadas por lagunas. Esta situación se vuelve más evidente inmediatamente al norte de la localidad de Coronel Pringles. Esta unidad encuentra interrumpida su monótona morfología por ocasionales cursos fluviales de escaso porte, los cuales se insumen en la misma. Algunos bajos se encuentran alineados, insinuando una antigua red de drenaje preexistente, previa al último gran evento de erosión/depositación eólica, en épocas "postpampeanas", especialmente en la zona de las sierras de las Tunas y Pillahuincó. La morfogénesis en la actualidad es mínima restringida al reptaje de suelos y al escurrimiento superficial. El relieve relativo y las pendientes son los más bajos de la

Tabla 3: Evolución del paisaje en la región.

	MORFOGENESIS		PEDOGENESIS
	FLUVIAL Y OTROS		EOLICA
P L I O C E N O	Deposición Nivel Pedemontano antiguo (F. Las Malvinas y El Aguila)		
			Loess Pampeano (F. La Norma)
P L E I S T O C E N O		Formación de h. cálcicos	
		Formación de calcretes	Formación y ampliación de cubetas
	Erosión		Loess Pampeano (F. La Norma)
			Formación de Argiudoles (paleosuelos regionales)
	Deposición Nivel Pedemontano moderno (F. Agua Blanca)		
H O L O C E N O		Formación de calcretes (tosca finipampeana?)	
			Loess Postpampeano (F. Saavedra)
			Formación de h. cálcicos
	Erosión		Formación y ampliación de cubetas
	Deposición Nivel Pedemontano moderno (F. Agua Blanca)		
			Formación de h. argílicos y mólicos
			Loess Postpampeano (F. Saavedra)
		Formación de h. cálcicos	
	Erosión		Deposición de arenas eólicas
	Aluvio reciente		Pedogénesis actual

zona estudiada. Algunas lomas, generalmente las más altas, se encuentran coronadas por tosca.

Unidad Geomórfica Fajas Aluviales de la Vertiente Norte

Bajo esta denominación complexiva se incluyen las planicies aluviales de los cursos fluviales y los niveles de terrazas de los mismos, agrupados conjuntamente

debido a la escala del trabajo. Son estrechas fajas que marginan los principales cursos fluviales. La mayor parte de estos arroyos se insumen en la llanura o terminan en una serie de lagunas, tras haber recorrido unas pocas decenas de kilómetros. El proceso dominante tanto en el pasado como en la actualidad es el fluvial. Esta unidad incluye las planicies de inundación y los niveles de terraza (uno o dos según el curso). La mayoría de los mismos se encuentran “encajonados”, siendo la incisión vertical la actividad

fluvial más destacada en la actualidad debida a la existencia de diferentes ciclos de "rejuvenecimiento" (evidenciados por la presencia de resaltos en los perfiles longitudinales de los diferentes cursos). Es notoria la variación que existe en la profundidad del encajonamiento (de más de 10 m a 1 m o menos), aún dentro del mismo curso. Esta situación, junto a la elevada sinuosidad, las variaciones de la misma y el hábito de los cursos, ha motivado la suposición de una actividad neotectónica. El arroyo Sauce Corto constituye el principal colector de la zona norte de las sierras y el río Sauce Grande el de la vertiente sur. Esta última presenta una mayor integración de la red debido a que posee mayor pendiente por el comparativamente (respecto al piedemonte norte) mayor desnivel con el nivel de base, en este caso el Océano Atlántico (más de 200 m en menos de 70 km). El resto de los cursos discurre, con alta sinuosidad, encajonados en niveles aterrazados estrechos. La remoción en masa: reptaje, caídas y deslizamientos, estos últimos favorecidos por la acción de socavamiento realizado por los cursos fluviales, son importantes en esta unidad. Los relieves relativos son comparativamente importantes, al igual que las pendientes. La cobertura loésica se encuentra mezclada con depósitos fluviales, los que, por ser esencialmente loess removilizados, son difíciles de diferenciar de los anteriores. Sólo la presencia de ocasionales estructuras sedimentarias o de pequeños lentes de gravas, puede dar certeza del origen fluvial del depósito. La morfogénesis en la actualidad es de moderada a alta.

Evolución del paisaje

El modelado del paisaje actual habría comenzado en el Mioceno temprano (exceptuando la superficie de planación regional y los pedimentos, véase Tabla 3). A fines del Oligoceno (Pascual, 1984), tuvo lugar una ingresión que cubrió vastos sectores de la región pampeana y, en el Mioceno temprano tuvo lugar el último pulso de ascenso importante de la zona serrana, probablemente relacionado a la fase Quéchuica de la orogenia Andina. Vinculado a este ascenso tectónico, que fragmentó la superficie de planación regional, se produjo la acumulación de potentes depósitos conglomerádicos fluviales que formaron una "bajada". Con posterioridad se habría producido un brusco descenso de la temperatura que se manifestó mediante la aridización de la región, erosionándose parcialmente los conglomerados pedemontanos. El ascenso de la cordillera de los Andes contribuyó a la aridización de las llanuras del país, favoreciendo las acciones eólicas. Según Mercer (en Rabassa y Clapperton 1990) se habrían producido, durante el período Mioceno tardío-Plioceno temprano (7-4,6 Ma), las primeras glaciaciones cenozoicas de importancia regional en

Sudamérica. Esta tendencia fué interrumpida por un aumento de la temperatura coincidente con la ingresión "Paranaense" que afectó decisivamente el desarrollo de la red de drenaje en toda la región pampeana.

Según Rabassa y Clapperton (1990), durante el Plioceno se produjeron avances y retrocesos de los hielos con la consiguiente alternancia de períodos áridos y húmedos. En este lapso se formaron los primeros depósitos loésicos de la región pampeana (De Francesco 1992, Fm. La Norma). Las acciones eólicas modificaron sensiblemente al paisaje preexistente, formándose probablemente las cubetas más antiguas. Coincidiendo parcialmente con el inicio del Pleistoceno, tuvo lugar la última fase de la orogenia Andina la fase Diaguítica, que se caracterizó por una intensa actividad piroclástica, contribuyendo decisivamente a la formación de los depósitos loessoides "pampeanos". Es posible asimismo, que hayan tenido lugar movimientos diferenciales de bloques, con reactivación de fallas (de menor importancia que la anterior). Los eventos de erosión y agradación pedemontana continuaron durante este período, formándose depósitos conglomerádicos vinculados a un sistema aluvial pedemontano, correspondiendo a la Unidad Geomórfica Piedemonte Antiguo.

Entre 1,2 y 0,7 Ma se habría producido la mayor glaciación patagónica (Mercer, 1976). La acción efusiva piroclástica continuó en forma intermitente durante todo el Pleistoceno medio y tardío. La alternancia climática propia de la época de las glaciaciones alteró la evolución geomórfica de la región, iniciándose nuevos ciclos de erosión, los cuales no llegaron a completarse. Evidencias morfológicas son los niveles de terrazas de los principales cursos, el hábito de los mismos, el cambio textural de material acarreado por los ríos en las distintas etapas, etc. Otro factor de importancia han sido los procesos de carbonatación y decarbonatación vinculados a estas oscilaciones.

En forma parcialmente coincidente con la última glaciación (30-14 Ka), se depositaron los sedimentos integrantes de la Formación Saavedra. Tonni y Fidalgo (1978), reconocen evidencias de una ingresión marina representada por la Formación Pascua, que afectó especialmente la Cuenca del Salado. Si bien su extensión fue menor que las anteriores, dadas las características del relieve de la región pampeana, su influencia en la dinámica fluvial fue importante, generando agradación en los cursos. La acción recurrente y combinada de deflación/acumulación eólica y de ingresiones y regresiones son una constante para la región, y juegan un papel central en la determinación de las características de la red de drenaje, a las cuales se suman los típicos bajos gradientes y la planteada actividad neotectónica. Los períodos más benignos favorecieron la pedogénesis,

reconociéndose paleosuelos en la Formación Saavedra (observados en detalle en los cortes naturales del arroyo Cortaderas). Alternando con la depositación del loess se depositó material aluvial (Formación Agua Blanca), con facies arenosas y conglomerádicas. Según Iriondo y García (1993), la región pampeana estuvo sometida a condiciones predominantes de aridez entre los 13000 y 8500 años AP, con posterioridad al Último Máximo Glacial. La agradación y deflación eólica dominó en todo el territorio, labrándose cubetas, que se formaron a expensas de un sistema fluvial prácticamente abandonado, ante el cambio climático drástico. Esta situación se ve evidenciada por el alineamiento que presentan en ciertos sectores las cubetas. La pedogénesis se encontró en este período seriamente limitada ante el déficit hídrico, si bien la formación de horizontes petrocálcicos sería atribuible a este período.

Con posterioridad tuvo lugar un mejoramiento marcado de las condiciones climáticas, caracterizado por el dominio de la pedogénesis y la consiguiente merma en la morfodinámica que se extendió entre los 8500 y 4500 años AP, aproximadamente (coincidente con el Hypsitermal Holoceno, Rabassa y Clapperton, 1990). Se han reconocido paleosuelos de tipo argiudoles típicos, con importante grado de desarrollo, erosionados o sepultados en la secuencia loésica "postpampeana". La Formación Saavedra presenta discordancias internas que señalan eventos de pequeña duración en los cuales, como resultado del empeoramiento de las condiciones climáticas, se produjeron diferentes acciones erosivas.

Tras este período, sigue uno caracterizado por una mayor aridez, en cual las precipitaciones habrían descendido en la región a menos de la mitad, vinculado al establecimiento de un centro anticiclónico en el centro del país (3500 a 1000 años AP, Iriondo y García 1993). Esta fluctuación climática podría vincularse a la existencia de tres avances Neoglaciales (Rabassa y Clapperton 1990). Como resultado de este cambio, tuvo lugar un generalizado predominio de las acciones eólicas: deflación y agradación eólica, con el retrabajo de los depósitos loésicos preexistentes y la movilización de las arenas fluviales de las planicies aluviales de los cursos norpatagónicos. El escurrimiento superficial y la pedogénesis habrían mermado drásticamente. Vinculado a la generalizada regresión marina de este período, se produjo la incisión vertical del cauces fluviales, característica saliente de la red actual. Asimismo, se produjo la salinización de los suelos y reprecipitación de carbonato. En la actualidad, y relacionado a un mejoramiento de las condiciones climáticas, predomina la pedogénesis, con progresiva formación de hapludoles a partir del material eólico retransportado y evolución de los suelos preexistentes formándose argiudoles (con moderado grado de desarrollo). La morfogénesis se restringe a las

zonas periserranas e intermontanas y a las cercanías de las fajas aluviales.

Conclusiones

Los procesos geomórficos responsables del modelado son el escurrimiento superficial (de tipo aluvial y fluvial), la remoción en masa y la agradación y deflación eólicas. Los abanicos aluviales presentan características distintivas, que derivan de la combinación de fases semiáridas y fases húmedas, los cuales imprimieron sus particulares características. En la actualidad la acción fluvial se encuentra restringida a las cercanías de los cursos fluviales. Se ha establecido la presencia de tres eventos mayores de agradación pedemontana, para el lapso considerado, los cuales fueron precedidos por un evento de erosión mayor. La remoción en masa ha participado también en la construcción de los niveles pedemontanos, esencialmente bajo la forma de *debrisflows* y *mudflows*. En la zona serrana han sido importantes también, los deslizamientos de tipo planar y las caídas de rocas. El reptaje de suelos y detritos es un proceso generalizado, que ha afectado toda la región. En la actualidad es el proceso geomórfico dominante para la región. La estructura, las variaciones climáticas y las oscilaciones del nivel del mar han impreso su sello particular a la red de drenaje: dendrítico a subparalelo en la zona pedemontana y subdendrítico en la serrana. Se considera además, que tanto la actividad tectónica y neotectónica como depositación y erosión eólica, también han interferido en el proceso fluvial. Las evidencias consideradas como más indicativas de la acción neotectónica son la alta sinuosidad de los cursos en sectores del piedemonte y las variaciones en la profundización de los cursos observadas en diferentes sectores del piedemonte norte.

Se plantea la existencia de una superficie de planación regional ("peneplanicie"), evidenciada en la actualidad por la concordancia de cumbres en distintos sectores de los cordones serranos y la forma en la cual afecta a litologías diferentes. Se considera que su génesis se encontraría vinculada a la existencia de un régimen cratónico (Fairbridge y Finkl 1980), que combina la acción fluvial y el proceso de "etch-planación". El lapso comprendido entre la colisión de Patagonia y la apertura de la Cuenca del Colorado ha sido el más probable para su formación dadas las particulares condiciones que esta requiere. En la actualidad la superficie se encuentra fragmentada y ha experimentado diversos pulsos de erosión, los cuales modifican parcialmente su topografía original.

La acción eólica ha sido dominante en diferentes períodos del Plioceno-Holoceno, tanto la acumulación de potentes depósitos de loess y arenas eólicas,

atribuibles a diferentes eventos del "Pampeano" y "Postpampeano" (al menos tres), como la existencia de numerosas cubetas de deflación. La depositación y erosión eólica han jugado un importante papel en la desorganización de la red fluvial, siendo en parte responsables de su particular diseño y textura. La alternancia de paleosuelos (tipo argiudoles) en la zona pedemontana, con depósitos de loess y fluviales, indican una alternancia de climas, con predominio relativo, en función de los tiempos implicados en la formación de horizontes argílicos y mólicos, de aquellas condiciones favorables para la pedogénesis, a grandes rasgos similares a las actuales, para buena parte del Holoceno. Las relaciones morfogénesis-pedogénesis presentan particulares arreglos según cada unidad geomórfica, con una tendencia general a la disminución de la primera con la distancia a la zona serrana.

Agradecimientos

Se desea agradecer a José Ferrer, por su guía y dirección de la tesis doctoral (de la cual este trabajo forma parte), a E. González Díaz, por sus consejos y enseñanzas y a J.C. Salazar Lea Plaza, por toda su colaboración y el préstamo del material aerofotográfico, extensivos al personal del Instituto de Suelos, CIRN-INTA (Castelar). Asimismo se agradece a los licenciados Villegas, Turel, Tchilinguirian y Bluvstein por toda su ayuda y amistad.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buschiazzi, D., 1986. Estudio sobre la tosca, Parte I: evidencias de movimiento descendente del carbonato en base a la interpretación de características macro y geomorfológicas. *Ciencia del Suelo*, 4: 55-65.
- Cappanninni, D., Scoppa, C. y Vargas Gil, J., 1970. Suelos de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En Reunión sobre la Geología de las Sas. Australes Bonaerenses. Comisión de Investigaciones Científicas: 203-234. La Plata.
- De Francesco, F., 1992. Estratigrafía del Cenozoico en el flanco occidental de las Sierras de Curamalal, Sas. Australes Bonaerenses. *Actas 3º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 3-12.
- Fairbridge, R. y Finkl, C., 1980. Cratonic erosional unconformities and peneplains. *Journal of Geology*, 88: 69-86.
- Figueroa, L., 1968. Informe preliminar sobre algunas acumulaciones de bloques en el área del Abra de la Ventana, Prov. de Buenos Aires. *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 43-65.
- Gerrard, A., 1993. Soil Geomorphology-Present dilemmas and future challenges. *Geomorphology*, 7: 61-84.
- Iriondo, M. y García, N., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18000 yr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 209-20.
- Kostadinoff, J. y Font, G., 1984. La Cuenca del Colorado en el litoral sur de la Provincia de Buenos Aires. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 7-26. Bariloche.
- Mercer, C., 1976. Glacial history of Southernmost Sud America. *Quaternary Research*, 6: 125-66.
- Nott, J., 1995. The antiquity of landscapes on the North Australian Craton and the implications for theories of long term landscape evolution. *Journal of Geology*, 103: 19-32.
- Ollier, C. y Clayton, M., 1981. *Tectonic and landforms*. Longmans, 324 p. Londres y Nueva York.
- Pascual, R., 1984. La sucesión de las edades mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericanos durante el Cenozoico: fenómenos recurrentes. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 36:15-37.
- Quattrocchio, M., Kostadinoff, J., Martínez G. y Prieto, A., 1995. Evidencias de neotectónica en el río Sauce Chico, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 297-305.
- Rabassa, L. y Clapperton, C., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review*, 9: 153-74.
- Ramos, V., 1984. Patagonia, Un continente paleozoico a la deriva? *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 123-157, Bariloche.
- Roller, E., 1975. Provincias Geológicas Bonaerenses. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*, 29-54. Bahía Blanca.
- Schumm, S., 1977. *The fluvial system*. John Wiley & Sons, 338 pags. Nueva York.
- Schumm, S., 1986. Alluvial river response to active tectonics. En *Active tectonics*, Nat. Acad. Press, 80-94. Washington.
- Summerfield, M., 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific and Technical, 536. Londres.
- Thornbury, W., 1960. *Principios de Geomorfología*. Ed. Kapeluz, 657 p. Buenos Aires.
- Tonni, E. y Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la Provincia de Buenos Aires. *Ameghiniana*, 15 (1-2): 235-253.
- Twindale, C. y Vidal Romani, J., 1994. On multistage development of etch forms. *Geomorphology* 11: 107-124.
- Yrigoyen, M., 1975. Geología del subsuelo y Plataforma Continental. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*, 103-137. Bahía Blanca.

Recibido: 7 de setiembre, 1995

Aceptado: 10 de setiembre, 1996