

## **Desarrollo de superficies de aplanamiento disectadas sobre coast range en la Región del Maule, Chile Central**

**José F. Araya Vergara**

Departamento de Geografía Universidad de Chile  
Marcoleta 250, Santiago de Chile

### **RESUMEN**

Se investiga los fundamentos de una denominación geomorfológica para la cadena costera de Chile Central y del mejoramiento de la teoría correspondiente. Tres aspectos básicos fueron observados: presencia de superficies, meteorización profunda y tectónica. El principio fundamental de análisis fue la teoría moderna de la *Rumpffläche*. Se deduce que el aplanamiento de la superficie más alta fue favorecido por la meteorización profunda, la cual debe haber operado al menos durante el Mioceno, proporcionando principalmente grus. El etching diferencial profundo reguló la incisión de valles. A partir del valle principal, la excavación de anfiteatros gigantes produjo superficies en peldaños, controladas por el frente de meteorización. La presencia de superficies homoclinales elevadas y aisladas, y su incisión por ríos antecedentes, indica deformación tectónica post-aplanamiento. Para denominar el bloque costero se propone usar los términos coast range, para la morfoestructura y *Rumpffläche* o *etchplain*, para la morfoescultura.

**Palabras clave:** *coast range*, superficie, meteorización profunda, *etchplain*, *Rumpffläche*.

## **Development of dissected flattening surfaces on coast range in the Maule Region, Central Chile**

### **ABSTRACT**

The fundamentals of a geomorphological denomination for the coast range of Central Chile and the improvement of the corresponding theory are researched here. Three basic aspects were observed: presence of surfaces, deep weathering and tectonics. The modern theory of *Rumpffläche* was the central principle of analysis. It is deduced that the planation of the highest surface was favoured by deep weathering, which is thought to have operated at least during the Miocene, supplying grus as principal material. The deep differential etching regulated valley incision. Starting from the principal valley, excavation of gigantic amphitheatres produced staircase surfaces, controlled by the weathering front. The presence of isolated homoclinal elevated surfaces and its incision by antecedent rivers, reveals post planation tectonic deformation. In order to denominate the coastal block, it is proposed the use of the terms coast range, for the morphostructure and *Rumpffläche* or *etchplain*, for the morhosculpture.

**Key words:** coast range, surface, deep weathering, *etchplain*, *Rumpffläche*.

## INTRODUCCIÓN

La denominación "Cordillera de la Costa" para la cadena costera de Chile Central debiera considerarse sólo como su nombre propio, sin alcance científico. Hasta ahora, no se ha aplicado un concepto morfogenético para este rasgo. Sin embargo, algunas aproximaciones significativas permiten avanzar en esta materia.

Domeyko (DENIS 1927: 353) observó que las formas del bloque costero son "aplanadas y redondeadas cubiertas de detritos graníticos", refiriéndose tácitamente al regolito profundo. DENIS (1927) categorizó esta forma como peneplano, término que puede considerarse como una primera aproximación morfogenética. Su correlación con los sedimentos fosilíferos de Navidad permitió a BRÜGGEN (1950) llamarlo *peniplanicie terciaria*. Las observaciones de FUENZALIDA (1957) y de BORDE (1966) son coincidentes con las de Brüggén, de acuerdo con una discusión de MARTINEZ (1968), quien sitúa la llamada *peniplanización* desde fines del Eoceno hasta el Mioceno. Pero la noción de *peneplano* no está respaldada por una teoría genética sólida y sólo tiene valor descriptivo. El estudio moderno comenzó con observaciones sobre la alteración de las rocas cristalinas del bloque costero. Determinaciones estratigráficas de los regolitos mostraron a BORDE (1966) que ellos subyacen a las gravas más antiguas conocidas en las terrazas costeras, atribuidas por este autor al límite inferior del Cuaternario. En relación con los procesos responsables probables, una reconstitución paleoclimática de MARTINEZ (1968) sugiere que en el Mioceno Superior hay evidencias de clima tropical neto en el cinturón costero. La elevación tectónica de conjunto de esta forma aplanada fue demostrada por BRÜGGEN (1950) mediante la observación de los valles epigenéticos que la atraviesan. En algunos trabajos más recientes (p.ej. HERVÉ et al. 1987), se ha aplicado para ella la expresión *Coast Range*, en el sentido de cinturón orogénico costero de zona de *fore-arc* (SUPPE 1985) o antearco (aproximadamente antepaís), pero también como una traducción al inglés de "Cordillera de la Costa".

Revisando la teoría acumulada sobre esta categoría de formas, la expresión orogenia de

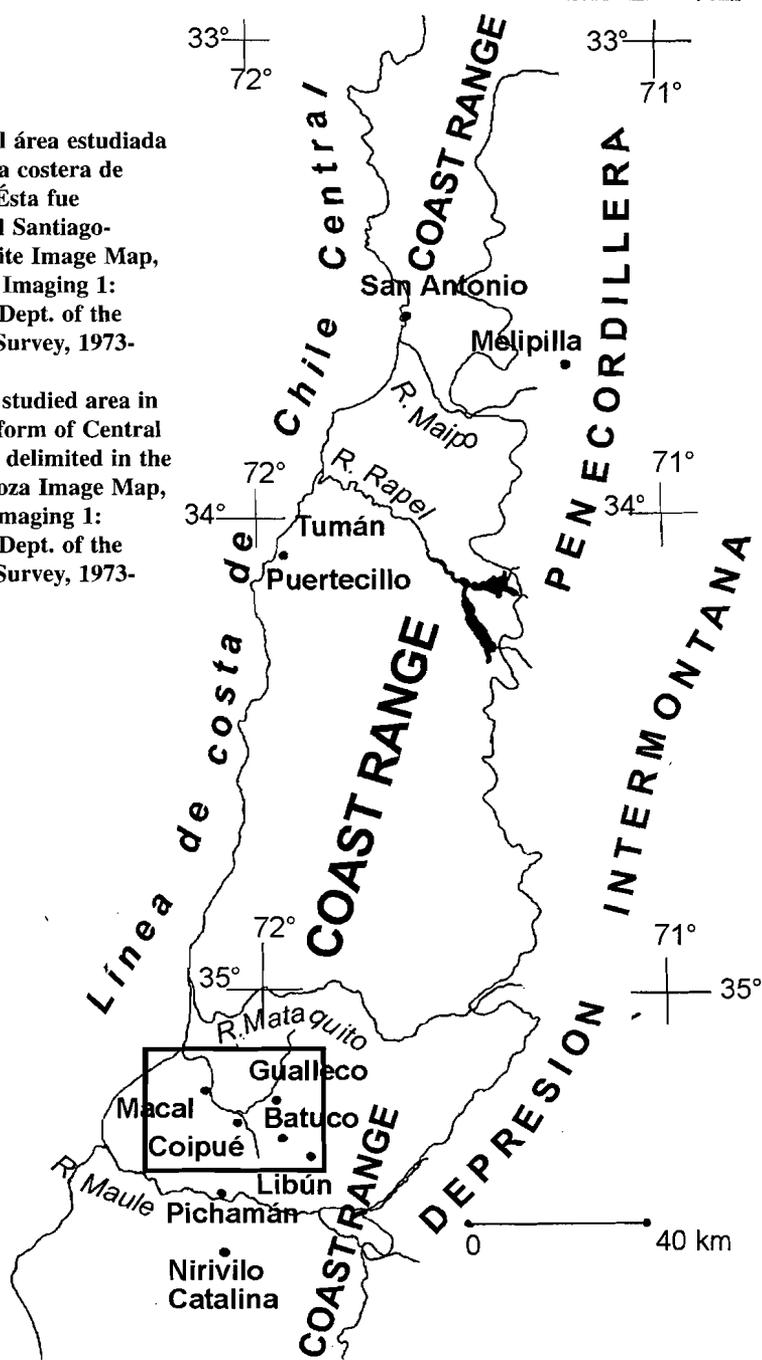
*coast range* fue usada para el caso de Columbia Británica, pero también ha sido aplicada para eventos tardi cenozoicos en California (BATES y JACKSON 1980). Sin embargo, ella sólo se refiere a la orogenia del cinturón marginal de "relieve"; no a la génesis de su modelado como forma del terreno. Acerca de ésta, el desarrollo de la acepción moderna de *Rumpffläche*, equivalente de *etchplain* (BREMER 1978 y SPÄTH 1988), entrega herramientas de reconstrucción de superficies de erosión. Para su explicación, se ha estudiado su relación con la meteorización profunda y el frente de meteorización, mediante la observación de secciones regolíticas que contienen núcleos duros esferoidales (YATSU 1988; RUXTON y BERRY 1957; SARRACINO y PRASAD 1989), o a través de experimentos (CARL y AMSTUTZ, 1958). Sobre el proceso mismo de aplanamiento, la discusión sobre los mecanismos de *etchplanation* y de *pediplanation* (OLLIER 1988 y KING 1959) y una revisión morfoclimática (BÜDEL 1970) señalan que las observaciones sobre estos mecanismos son incompletas. Finalmente, estudios sobre la elaboración de diferentes niveles de superficies de erosión (HÖVERMAN 1950; GODARD 1972; OLLIER 1988; PECSI 1989) han hecho posible aclarar ideas acerca de la interacción entre fases de estabilidad y de inestabilidad tectónica, *etching* diferencial y excavación. Desde estos mismos puntos de vista, se dispone de observaciones sobre desarrollo multifásico de formas de *etching* (TWIDALE y VIDAL ROMANI, 1994) y transformación de *etchplains* por basculamiento y erosión (ZEESE 1996). Sin embargo, estas bases para la construcción de teoría provienen del análisis de escudos, macizos antiguos y dorsales asociadas (TAYLOR y HOWARD 1998; DÉSIÉ-MARCHANT y KLEIN 1988; ZEESE 1996; TWIDALE y VIDAL ROMANI 1994). Falta aplicar estos principios a cinturones orogénicos marginales y a los zócalos asociados (EMERY 1980; KENNETT 1982).

En consecuencia, el propósito de este estudio es realizar observaciones que fundamenten una denominación morfogenética para el cinturón orogénico costero de Chile Central, tratando de llegar a un esquema morfogenético adecuado y de contribuir a la construcción de teoría sobre esta categoría de formas.

FIGURA 1

Localización del área estudiada en la plataforma costera de Chile Central. Ésta fue delimitada en el Santiago-Mendoza Satellite Image Map, NASA Landsat Imaging 1: 1.000.000, U.S. Dept. of the Interior, Geol. Survey, 1973-1975.

Location of the studied area in the coastal platform of Central Chile. This was delimited in the Santiago-Mendoza Image Map, Nasa Landsat Imaging 1: 1.000.000, U.S. Dept. of the Interior, Geol. Survey, 1973-1975.

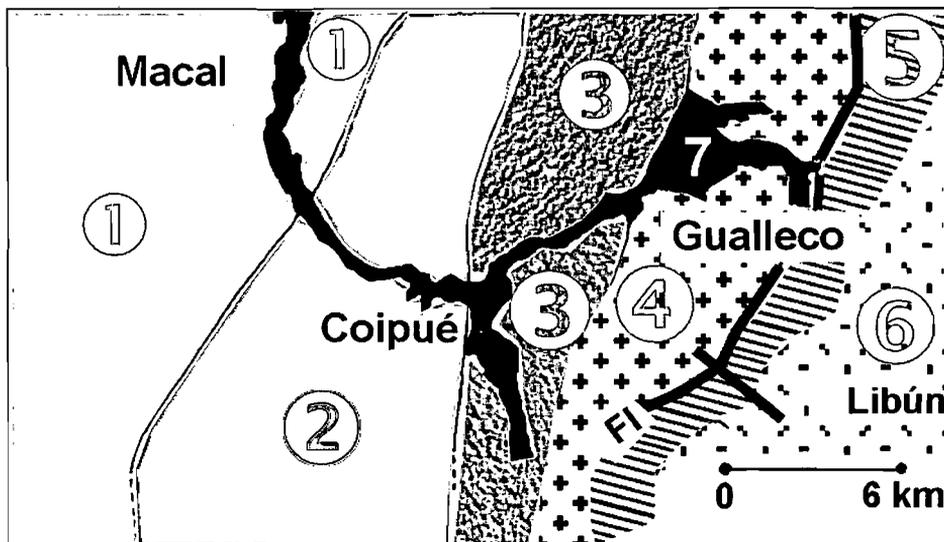


### MATERIALES Y MÉTODOS

El cinturón orogénico costero de Chile Central (Fig. 1) comprende dos tipos de unidad estructural: el zócalo o basamento (GONZALEZ-BONORINO 1970; AGUIRRE *et al* 1972), que ocupa la mayor parte, y

unidades de la cobertura detrítico volcánica hacia su borde oriental (GANA y TOSDAL 1996). En la parte norte, el zócalo es una banda costera estrecha, puesto que se trata de un sector transicional entre la morfoestructura del Norte Chico y la de Chile Central, subsistiendo hacia el E un sistema de *penecordillera*

FIGURA 2



Unidades geológicas del área estudiada: 1 = esquistos; 2 = metapelitas y metareniscas; 3 = complejo de rocas córneas, gneiss, granito y granito-gneiss; 4 = granitos; 5 = sedimentitas de cobertura; 6 = granodioritas y dioritas; 7 = alluvium de terrazas de fondo de valle; FI = falla inversa

(según Gana y Hervé, 1983, y observaciones del autor).

Geological units of the studied area: 1 = schists; 2 = metashales and metasediments; 3 = complex of hornfels, gneiss, granite and granite-gneiss; 4 = granites; 5 = cover sedimentaries; 6 = granodiorites and diorites; 7 = alluvium of valley bottom terraces; FI = inverse fault

(after Gana and Hervé, 1983, and observations of the author).

(denominación de BORDE 1966).

Para el análisis se eligió el segmento entre los ríos Mataquito y Maule, porque allí el cinturón costero tiene aspecto planiforme en todo su ancho, rasgo que continúa hacia el Sur, donde los principios de análisis enunciados por BREMER (1978) y SPATH (1988) son aplicables, por lo siguiente: a) Hay concordancia de nivel de cimas sobre rocas de distinta resistencia (Fig. 2), pertenecientes a tres tipos de región estructural, organizados en sendas bandas en sentido Norte-Sur. De W a E se tienen el *zócalo esquistoso*, el *zócalo granítico* y la *cobertura detrítico volcánica*. La denominación *zócalo esquistoso* se emplea aquí como una generalización que integra dos zonas estructurales: esquistos con foliación de

plano axial subhorizontal al W y pizarras con foliación de plano axial moderadamente inclinado a casi vertical (metapelitas y metareniscas) al E (GODOY 1984; GANA y HERVÉ 1983). El contacto con el zócalo granítico se da mediante una banda compleja, con facies corneanas al W (HERVÉ *et al.* 1976; GANA y HERVÉ 1983) y de gneiss a granito-gneiss al E. Estas últimas no están descritas en los trabajos geológicos citados y se relacionan con la presencia del zócalo granítico hacia el Oriente. b) Las rocas del zócalo presentan regolito profundo, cuya potencia es superior al desnivel de los cortes conocidos. El frente de meteorización sólo aflora por erosión diferencial como mares de bloques esféricos. El grado de reducción del regolito es alto, expresado como arena en las rocas granudas

("maicillo" o *grus*) y arena limosa a arcillosa en el zócalo esquistoso. c) La concordancia de nivel de cimas y el regolito profundo se hallan tanto en los interfluvios altos como cerca de los ríos. d) Las superficies expresadas como concordancias de nivel de cimas pueden ser seguidas en el terreno y mapeadas.

La correlación de las formas planiformes se hizo empleando la noción de *superficie*, en la acepción clásica usada por KNOPF (1924), puesta a disposición del seguimiento de *Rumpffläche* y los métodos de su reconstrucción expuestos por BREMER (1978) y SPÄTH (1988). Para asociar homoclinales elaborados en la cobertura detrítico-volcánica con las superficies del zócalo, se partió de la discusión fundamentada por SPÖNEMANN (1989) acerca del mecanismo de truncamiento de estas estructuras. El reconocimiento de superficies como peldaños diferenciados exógenamente se realizó identificando vertientes de excavación y vertientes residuales, mediante la sistemática de ARAYA-VERGARA (1985), y determinando los patrones de drenaje según la clasificación de HOWARD (1967). Para definir las formas de excavación relacionadas con la diferenciación de superficies a partir de escarpas, se aplicó nociones de modelos de crecimiento en racimos (clusters) en la formación de anfiteatros (STARK 1994).

La observación del regolito profundo se centró en sus propiedades de forma, su naturaleza litológica, su zonación con respecto al frente de meteorización y su emplazamiento en función del estado presente de las superficies. Las propiedades de forma fueron definidas según el sistema clásico de PENCK (1924):

grado de reducción, espesor y carácter. El grado de reducción, expresado en términos de clases granulométricas, fue determinado por densimetría (densímetro Bouyoucos). En cualquier caso, el regolito arenoso será denominado en adelante con el término internacional *grus* (OLLIER 1976), y el proceso de su formación, *grusificación*. Si el material consiste en *grus* y bloques (núcleos de piedra), se empleará el término general regolito. El espesor fué deducido de los cortes de terreno. El carácter fué observado a través de los minerales primarios y secundarios más abundantes, mediante el grado de ferruginización sesquioxídica en granos de cuarzo, el color Munsell del conjunto, la concentración de feldespatos (destacados con una solución de HF) y el tipo de arcilla (por difracción de rayos-X). Para relacionar el regolito con el frente de meteorización y el estado de las superficies, se distinguió entre zonas *intracutánea* y *subcutánea*, para el cuerpo y la base del regolito respectivamente, de acuerdo con la proposición de Zwittkovits (TWIDALE 1985). Las observaciones de ellas se realizaron en tres tipos de posición geomorfológica: interfluvios, vertientes y fondo de depresión. La descripción de secciones regolíticas se hizo con el modelo de secuencia de zonas de OLLIER (1976). A los núcleos de piedra se aplicó la zonación de capas de meteorización de NOSSIN y LEVELT (1967) y la noción de *diaclasa curva* (BIROT 1960).

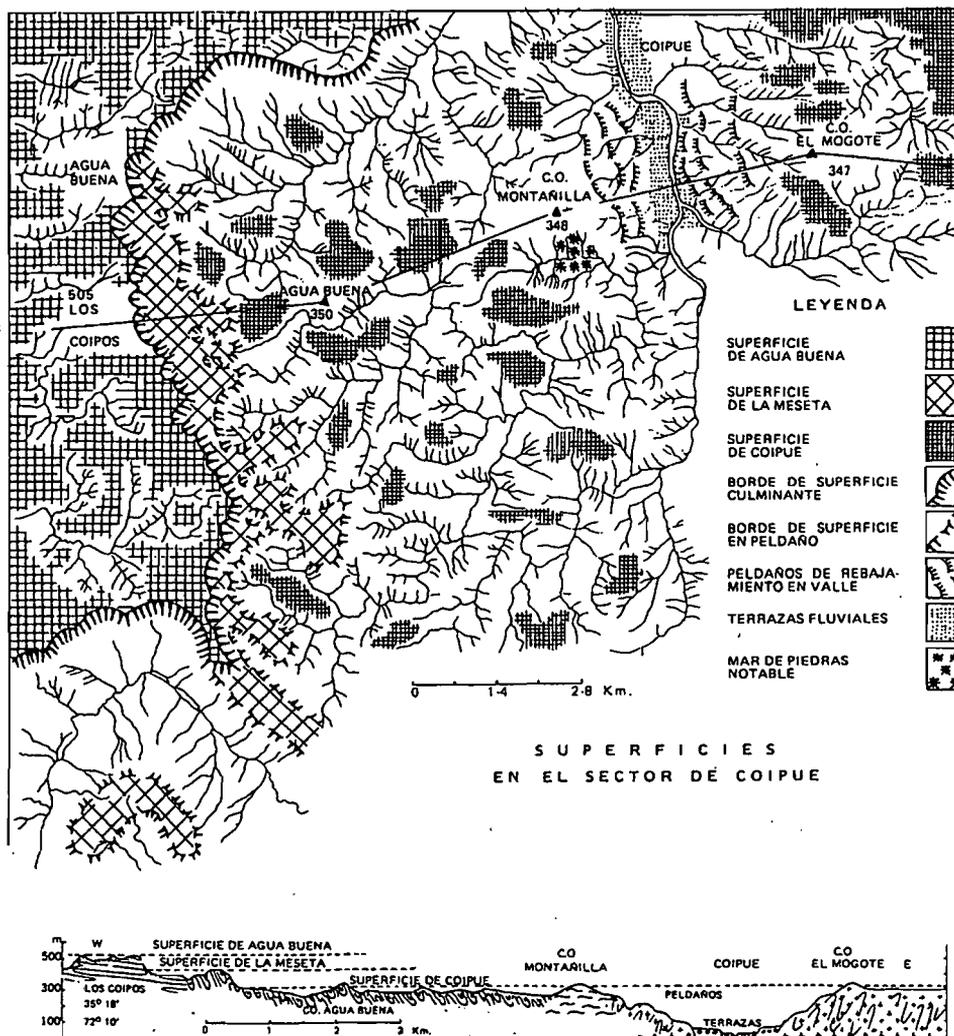
La observación tectónica se efectuó sobre bloques notoriamente más altos que la superficie culminante, a partir de la estructura de la red de drenaje, la identificación de gargantas epigenéticas, el comportamiento

TABLA 1

## CARACTERÍSTICAS DE LAS SUPERFICIES

Superficie	Coord. lugar tipo	Unidad estructural truncada	Patrón drenaje	Rango altura aprox. m
Agua Buena	3518S - 7209W	Zócalo esquistoso: esquistos zona W	Enrejado direccional	500 - 550
La Meseta	3518S - 7214W	Zócalo esquistoso, granítico, gnéissico; cobertura detr. - volc.	Enrejado direccional; subdendrítico; angulado	400 - 450
Coipué	3416S - 7204W	Zócalo esquistoso, granítico, gnéissico; cobertura detr. - volc.	Enrejado direccional - torcido; recurvado; subdendrítico - angulado	300 - 350

FIGURA 3



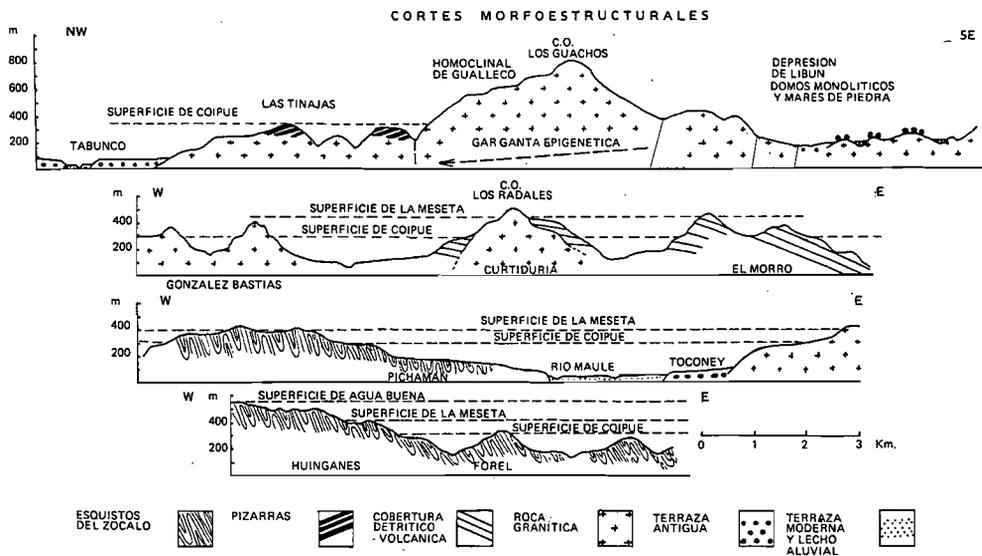
**Mapa de superficies y sección transversal.  
Map of surfaces and cross section.**

diferencial de los regolitos en relación con su posición en el bloque y la localización relativa de los depósitos aluviales en las terrazas importantes.

El área no permite conocer el verdadero espesor del regolito por observación directa y presenta pocos elementos para su determinación estratigráfica. Por esta razón se agregó otros lugares claves de observación (Fig.1): al Sur

del Maule ( en Catalina, cuenca de Nirivilo), en Melipilla, en la costa cerca de San Antonio y en Tumán cerca de Puertecillo, por poseer referencias estratigráficas fundamentales para la meteorización profunda. Las condiciones de observación del regolito están expuestas en las Tablas 2 a 5. Las muestras de grus provienen de cortes cuya exposición de material es relativamente al azar, quedando en general pocas posibilidades de elección, lo que puede

FIGURA 4



Secciones transversales de la plataforma.  
Cross sections of the platform.

limitar el valor de las interpretaciones en términos difíciles de precisar. Se intentó localizar las muestras de *grus* de modo que reflejaran la influencia de la tectónica: lado solevantado vs. lado deprimido con respecto al basculamiento observado. Los elementos sobre diferenciación de superficies y morfoestructura fueron precisados en fotos aéreas Hykon 1: 70.000 y los detalles sobre exposición de regolitos y el frente de meteorización, en fotos Fach 1: 14.000 emanadas de un vuelo bajo especial.

Para la deducción del esquema evolutivo, se usó el modelo de la doble superficie de nivelación (*doppelten Einebnungsflächen*) de Büdel (ROHDENBURG 1970; TWIDALE y VIDAL ROMANI 1994; ZEEZE 1996), que permanece como buena herramienta de trabajo, aunque parezca una simplificación exagerada.

## RESULTADOS

### Superficies

Las superficies reconocidas son tres (Tabla 1 y

Figs.2 a 5).

La Superficie Agua Buena corta los esquistos; sirve de interfluvio entre las cuencas que drenan hacia el interior y las que lo hacen hacia la costa; es la más plana de las superficies, rasgo que tal vez esté relacionado con la foliación subhorizontal de los esquistos. En el lugar tipo, la incisión de los talwegs es relativamente superficial, lo que parece reflejarse en la especificidad del patrón de drenaje. La escarpa que define su borde oriental (borde de superficie culminante) está constituida por coalescencia de coronas de anfiteatros lobulados (gran anfiteatro o mega-anfiteatro), en cuyo fondo están emplazadas las otras dos superficies (Figs. 3 y 5). Por estas razones, es considerada como remanente de la superficie culminante.

La Superficie La Meseta es poco disectada en su lugar típico, cerca de Pichamán (Figs. 1 a 5). En el sector de Agua Buena ocupa un escalón intermedio del sistema de mega-anfiteatros abiertos excavados en la Superficie Agua Buena (Figs. 3 y 5), hasta unos 100 m de profundidad. A partir de la base de la corona del anfiteatro, el peldaño La Meseta es bien

FIGURA 5

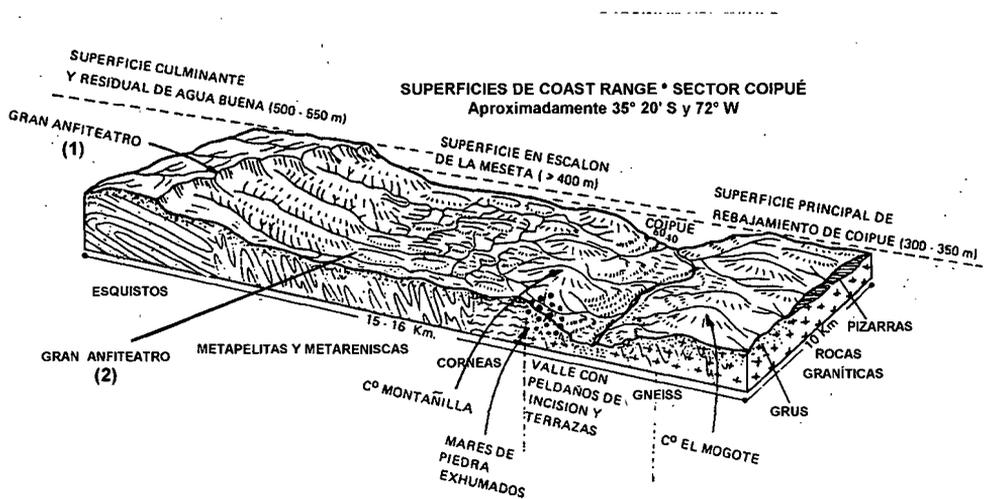


Fig. 5. Bloque-diagrama morfoestructural.  
Fig. 5. Morphostructural block-diagram.

disectado. Su desarrollo dentro del zócalo esquistoso parece estar controlado por el contacto entre los esquistos occidentales y las metapelitas y metareniscas orientales, cuya estructura es favorable a una mayor disección del paisaje. Su borde externo está enmascarado (borde de superficie en peldaño) y hace juego en concordancia de nivel de cimas con otros fragmentos en las diferentes morfoestructuras;

representa, en consecuencia, una fase intermedia en el rebajamiento de la Superficie Agua Buena. El patrón de drenaje es más variado que en ésta, agregándose categorías relacionadas con áreas de rocas de contacto y de rocas de cobertura y, posiblemente, con una mayor disección de estas morfoestructuras.

La Superficie Coipué, en su localidad tipo, está

TABLA 2

## GRUS GRANÍTICO

Lugar y tipo de exposición	%			Clase textural	Friabilidad	% arena ferruginizada	% de feldespatos	Color Munsell 2.5YR 10YR
	Arena	Limo	Arcilla					
Batuco: corte camino	93	6	1	Arena	4-5	2-25	68-75	Pardo - amarillo - rojizo
Batuco: corte camino	87	10	3	Arena	4-5	2-25	66-78	Pardo - amarillo - rojizo
Gualleco: terraza	84	14	2	Arena	4-5	-	40-63	Pardo - amarillo - rojizo 4/4 5/8
Gualleco: terraza	76	15	9	Arena - arena limosa	4-5	-	30-60	Pardo - rojizo 4/4
Coipué: interfluvio	77	9	14	Arena	4-5	15-30	7-8	Pardo - rojizo
Coipué: corte de cárcava	36	55	9	Limo - arcilloso	4-5	15-30	0-2	Pardo - rojizo

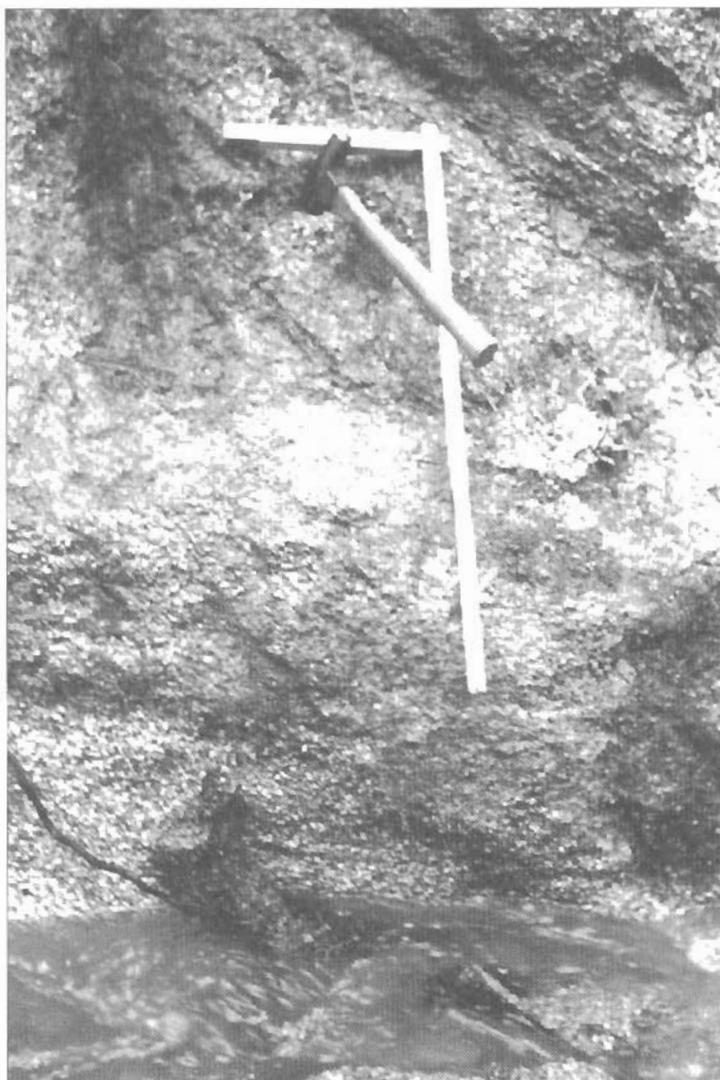


FIGURA 6

Coipué : grus junto a un talweg en la zona intracutánea a 100 m de altura o a 200 m de depresión con respecto a la superficie Coipué (300 m).

Coipué: grus next to a talweg in the intracutaneous zone 100 m high or 200 m depressed with respect the Coipué surface (300 m).

modelada en el fondo del anfiteatro más bajo, dentro del sistema de mega-anfiteatros que limita con la superficie culminante (Figs. 3 y 5); ocupa la mayor extensión, por lo que puede ser considerada como la superficie principal de

rebajamiento. Su límite superior es el borde del peldaño de La Meseta, consistente en coronas de anfiteatro enmascaradas. Su borde inferior es el flanco del valle principal. Está profusamente disectada. Dentro del zócalo

TABLA 3

**GRUS GNÉISSICO**

Lugar y tipo de exposición	%			Clase textural	Friabilidad	% arena ferruginizada	% de feldespatos	Color Munsell	
	Arena	Limo						2.5YR	10.5YR
Coipué: corte				Limo arcilloso	4 - 5	64 - 93	1	Pardo - amarillo	
cárcava	36	55	9						5/8
Coipué:				Arena arcillosa	4 - 5	64 - 93	1	Pardo - rojizo	
interfluvio	53	21	26						4/4 6/4

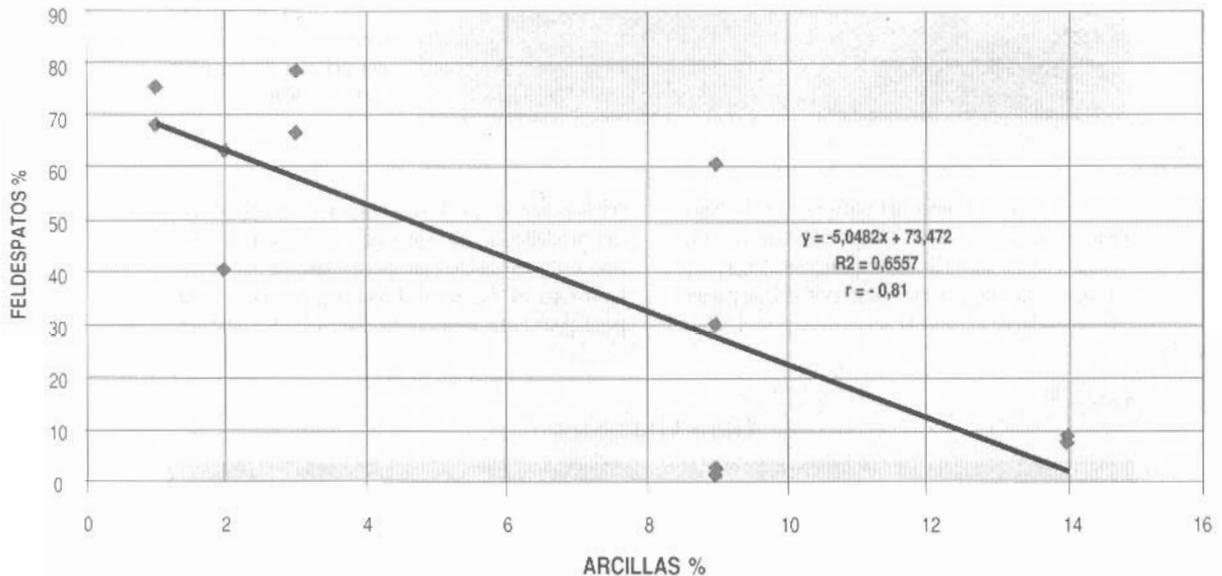
FIGURA 7



Coipué, interfluvio a 100 m de altura o a 200 m de depresión con respecto a la superficie Coipué (300 m): suelo tiene al grus como material parental y fue formado después de la exhumación de la zona subcutánea (ver Fig. 9).

Coipué, interfluvio 100 m high or 200 m depressed with respect to the Coipué surface (300 m): the soil has the grus as parent material and was formed after the exhumation of the subcutaneous zone (see Fig. 9).

### GRUS GRANÍTICO EN BATUCO, GUALLECO Y COIPUÉ PLATAFORMA COSTERA DEL MAULE



Relación entre los contenidos de feldspato y arcilla en grus granítico de la zona intracutánea de un bloque baseado: los puntos de la izquierda y los de la derecha corresponden a los sectores sollevantado y deprimido, respectivamente (ver Fig. 17).

Relationship between the contents of feldspar and clay in the intracutaneous zone in a tilted block: the points at left and at right represent the uplifted and depressed sectors respectively (see Fig. 17).

TABLA 4

## GRUS ESQUISTOSO

Lugar y tipo de exposición	%			Clase textural	Friabilidad	% arena ferruginizada	% de feldespatos	Color Munsell 7.5YR
	Arena	Limo	Arcilla					
Macal: vertiente W	60	13	27	Arena arcillosa	4 - 5	20 - 33	1	Pardo intenso 5/4 5/6

esquistoso, se desarrolla sobre las metareniscas, las metapelitas y las facies corneanas orientales, con foliación de plano axial más inclinado que en los esquistos. Esto genera un patrón de drenaje enrejado torcido a recurvado, porque las líneas de drenaje recorren mayores desniveles en las bandas foliares. Los talwegs de orden más avanzado se adaptan bien al sistema de fracturas, según lo indican sus meandros estructurales. Cerca del valle principal, la mayor altura de la superficie (unos 50 m más que el resto) parece obedecer a la banda de rocas córneas, que debe ser más resistente que el gneiss y el granito alterados, con los que está en contacto. En el zócalo granítico, en la cobertura de sedimentitas y en sus contactos, el drenaje se hace subdendrítico a angulado.

**Regolito profundo**

Las observaciones y análisis detallados sobre este fenómeno fueron hechas en la zona intracutánea de la Superficie Coipué, por ser la superficie de rebajamiento principal y poseer - probablemente - los rasgos visibles más profundos de la meteorización (Figs. 6 y 7). Las tablas 2, 3 y 4 muestran las características del *grus*.

El grado de reducción del regolito granítico es

avanzado (Tabla 2), predominando el *grus*. Su friabilidad permanece constante y es avanzada. En todos los casos los terrones pueden ser quebrados con la mano y en los más avanzados, desintegrados en agua. El grado de reducción está en relación directa con la sesquioxidación, inversa con la concentración de feldespatos, directa con la proporción de arcilla y directa con el grado de coloración rojiza (probable efecto de hematización). Las arcillas son predominantemente caolinitas. Su teñido sesquioxídico y relación con la concentración de feldespatos (Fig. 8) muestran que la caolinización a partir de éstos y la migración de sesquióxidos deben estar relacionados con la grusificación.

El *grus* gnéissico muestreado (Tabla 3) presenta mayor reducción, mayor sesquioxidación y menor concentración de feldespatos que el granítico. Sus arcillas también son caolinitas, pero más abundantes y rubefactas. De ello se deduce que la grusificación actuó en el mismo sentido que en las rocas graníticas, pero con mayor intensidad.

El *grus* esquistoso (Tabla 4) es parecido al gnéissico. La grusificación ha operado con mayor intensidad que en las rocas graníticas. Su proporción de arcilla es la mayor, en una masa que grada de pardo intenso a pardo

TABLA 5

## EMPLAZAMIENTO DE NÚCLEOS DE PIEDRA

Lugar	Posición morfológica	Exposición zona observada	Grado de depresión menor referente a 300	Desnivel expuesto	Grado de depresión mayor referente a 300
Las Águilas	vertiente y talweg	subaérea	- 20 m	130	- 150 m
Batuco	vertiente	subaérea y subterránea	0 m	100	- 100 m
Libún	domos de fondo de depresión	subaérea	- 50 m	50	- 100 m
Tabunco	interfluvio	subaérea	0 m	0	0 m

FIGURA 9



Batuco, bloques esferoidales de tamaño métrico de la zona subcutánea superior: en la superficie de vertiente se ve que el suelo fue formado después de la exhumación de la zona subcutánea (ver también Figs. 7 y 12).

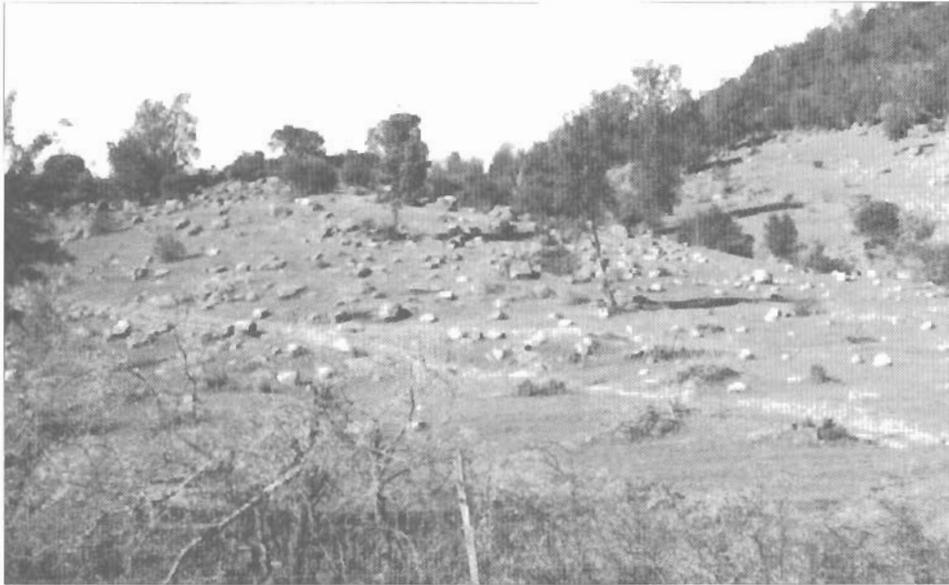
Batuco, metric size spheroidal boulders of the upper subcutaneous zone: in the slope surface it can be seen that the soil was formed after the exhumation of the subcutaneous zone (see also Figs. 7 y 12).



FIGURA 10

Batuco, bloque subterráneo de tamaño métrico (Brunton en la parte superior); las multicapas Liesegang (contacto con grus) se ven a los lados inferiores izquierdo y derecho del bloque (ver también Fig. 12). Batuco, subterranean metric size boulder (Brunton on the upper part); the Liesegang multibeds (contact with grus) are seen at the left and right lower sides of the boulder (see also Fig. 12).

FIGURA 11



Libún, domos monolíticas de granodiorita con campos de bloques (ver Fig. 12 para interpretación)

Libún, monolithic granodiorite domes with boulder fields (see Fig. 12 for interpretation).

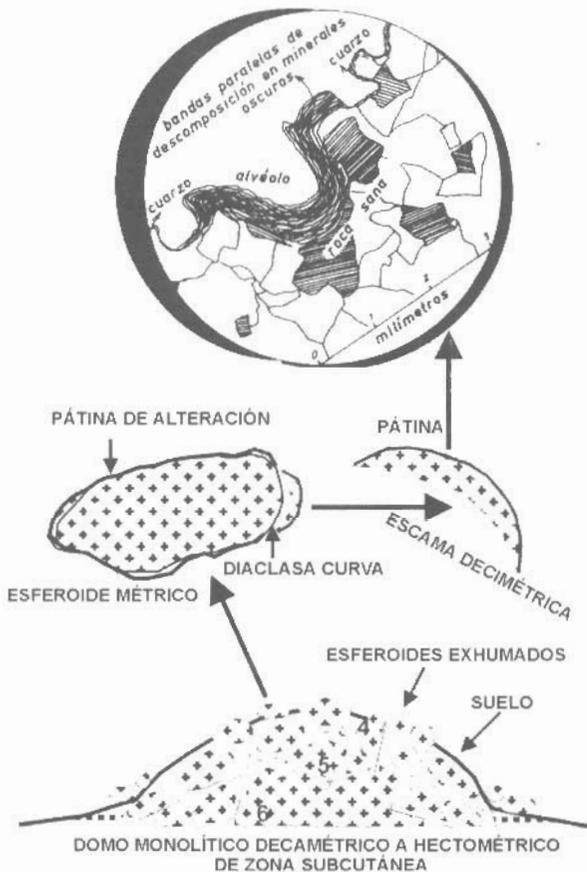


FIGURA 12

Libún, domos monolíticas: relación entre la exhumación de la zona subcutánea y la evolución subaérea posterior (ver Figs. 7 y 9 -11). Números en el domo monolítico indican las zonas de Ollier: 4 = regolito estructurado con núcleos de piedra redondeados; 5 = idem. con núcleos de piedra angulares empalmados; 6 = roca no alterada.

Libún, monolithic domes: relationship between the exhumation of the subcutaneous zone and the further subaerial evolution (see Figs. 7 and 9 - 11). Numbers in the monolithic dome indicate the Ollier's zones: 4 = structured regolith with rounded corestones; 5 = idem. with angular, locked corestones; 6 = unweathered rock.

amarillento y rojizo. Como información complementaria, las rocas córneas de andalucita de la banda de metamorfismo de contacto con el granito son descritas por GANA y HERVÉ (1983) como rocas de color pardo-rojizo, debido a su avanzada meteorización. Sin embargo, la mayor altura de los relieves asociados parece deberse a su menor susceptibilidad a la meteorización profunda. Concordando con esto, los talwegs de las cuencas que drenan estas rocas presentan la mayor cantidad de gravas gruesas de la región, consistentes en fragmentos de rocas porfiroblásticas de quiasolita. En cambio, los talwegs de cuencas graníticas entregan mayor abundancia de arena de *grus* y relativamente pocas gravas finas. Por lo tanto, en el complejo de contacto

compuesto de rocas corneas y gneisses, deben ser estos últimos y las facies graníticas asociadas, los que han presentado los regolitos de menor consistencia con respecto a la disección.

Las observaciones en sectores con bloques esferoidales de la zona subcutánea fueron hechas en regolitos graníticos. La descomposición diferencial se observó en cortes de vertiente y la erosión diferencial y desintegración orbicular, en interfluvios y fondo de depresión. En la Tabla 5 se toma como referencia de los casos examinados la altura más generalizada de la superficie principal de rebajamiento (Coipué), para establecer el grado de depresión de los núcleos duros por debajo de ella.

FIGURA 13

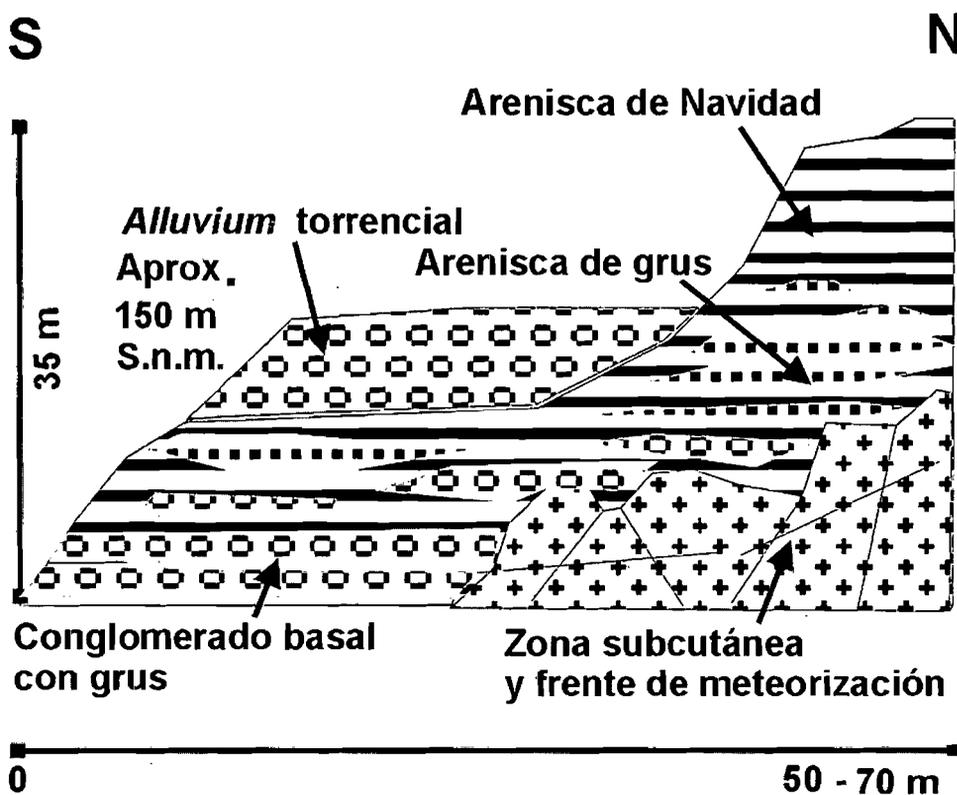
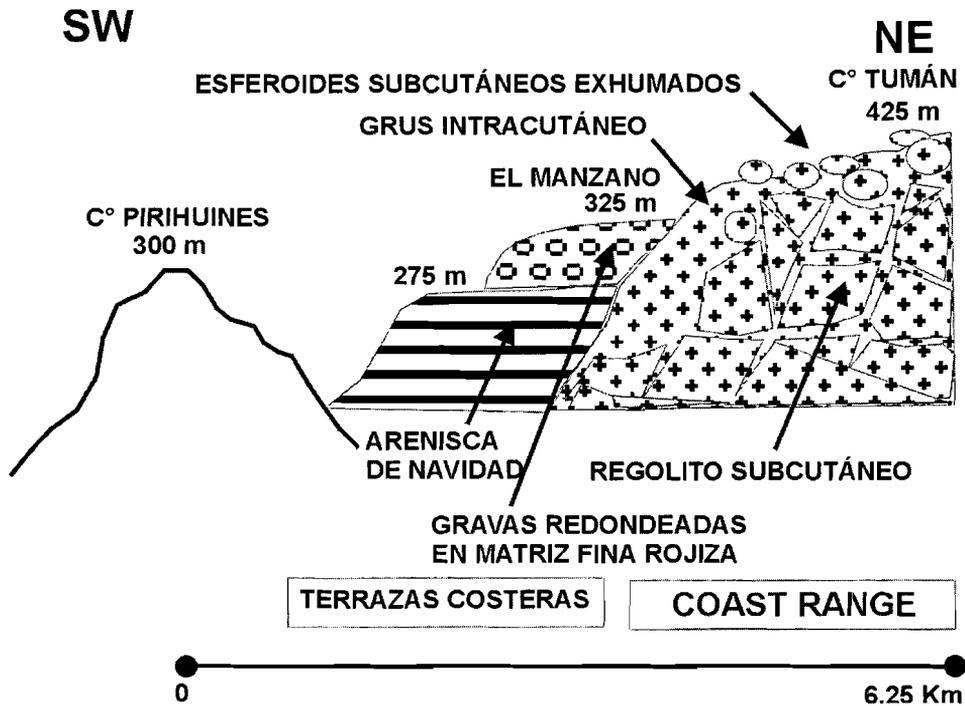


Fig. 13. Cerca de San Antonio, material de la terraza marina media-alta: relación estratigráfica entre la zona subcutánea superior y las capas del Plioceno de Navidad.

Fig. 13. Near San Antonio, material of the middle-high marine terrace: stratigraphic relationship between the upper subcutaneous zone and the beds of the Navidad's Pliocene.

FIGURA 14



**Tumán, frente a Puertecillo: relación estratigráfica entre zona subcutánea superior, zona intracutánea inferior, disección, instalación de capas de Navidad y formación de terrazas costeras (ver Fig. 13).**

**Tumán, in front of Puertecillo: stratigraphical relationship between upper subcutaneous zone, lower intracutaneous zone, dissection, installation of the Navidad beds and formation of coastal terraces (see Fig. 13).**

Se ve que los núcleos de piedra afloran tanto en la Superficie Coipué misma como en niveles deprimidos de su disección. Los mares de piedra de vertiente más extensos y espectaculares son los encontrados en el valle de Las Águilas cerca de Coipué (Fig. 5), hallándose el talweg sobre la roca dura y entre bloques esféricos de tamaño métrico, a una profundidad de disección de -150 m. Por falta de cortes allí, el aspecto subterráneo de este tipo de rasgos fué estudiado en Batuco (Fig. 1), donde la sección de la vertiente muestra la zona 4 de la zonación de Ollier, con estructuración en núcleos de piedra redondeados (Fig. 9). El cuerpo principal de *grus* grada al núcleo esférico a través de capas concéntricas de grado de friabilidad decreciente (multicapas tipo *anillos de Liesegang*, Fig. 10). Se observa que tanto en Batuco como en Libún (Tabla 5) la depresión

con respecto a la Superficie Coipué reconstruída es -100 m. En relación con la superficie actual de la vertiente, la profundidad de yacimiento de núcleos subterráneos puede ser de algunos metros.

Los bloques exhumados por remoción del *grus* intracutáneo muestran un cambio notable en su evolución, con respecto a los subterráneos. Las capas concéntricas han sido removidas, puesto que su friabilidad puede llegar a 5 (desintegración por inmersión en agua). Sobre los domos monolíticos del fondo de la depresión de Libún (Fig. 11) los esferoides exponen una superficie dura y resistente, con algunas escamas curvas que se escinden de ella, indicando la operación de *diaclasas curvas* (Fig. 12). La superficie original del esferoide exhumado muestra una pátina áspera de

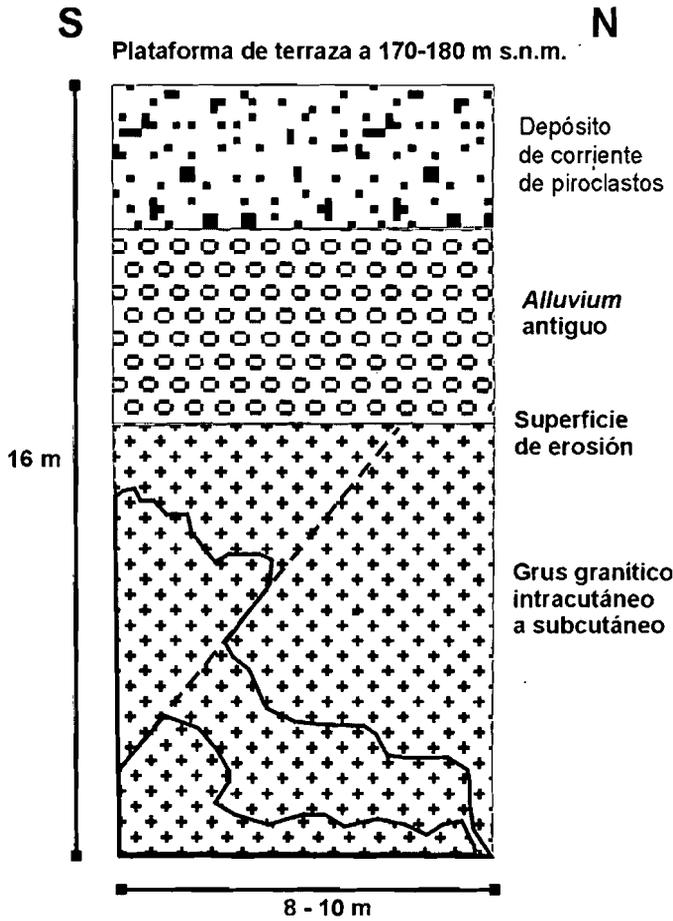


FIGURA 15

**Melipilla, terraza alta principal:** posdatación de una fase de disección del grus granítico, mediante ceniza de corriente de piroclastos.  
**Melipilla, principal high terrace:** post-date of a dissection phase of the granitic grus, by means of ash of pyroclastic flow.

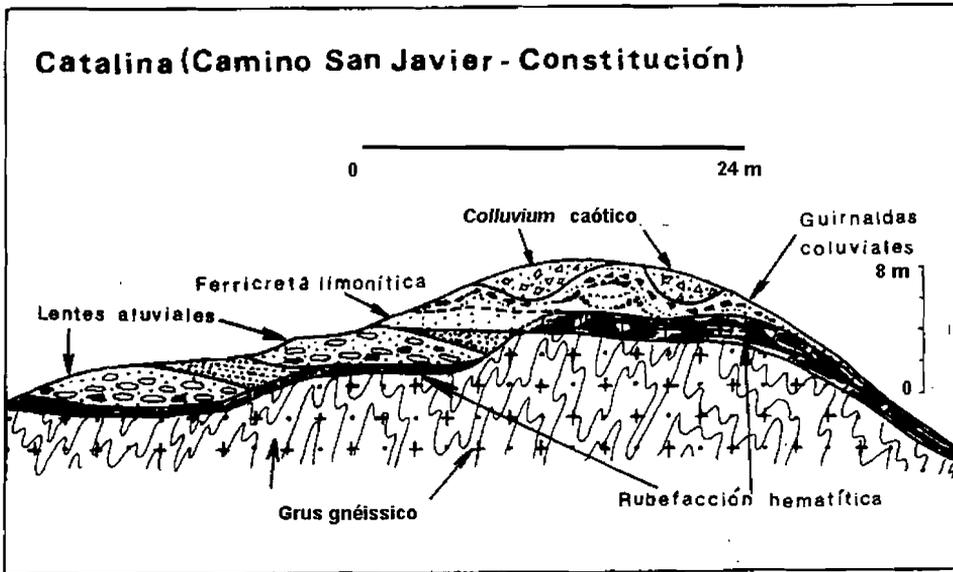
alteración notoriamente oxidada por reprecipitación de sesquióxido de Fe, correspondiente a la interfaz entre el núcleo no meteorizado y las capas de descomposición esferoidal removidas. La primera escama externa escindida por diaclasa curva, presenta granodiorita prácticamente sana en la cara interna cóncava y la pátina oxidada en la externa convexa. Ello indica que el estado de descomposición esferoidal subterránea dió paso a la desintegración esferoidal subaérea, post-exhumación. Al mismo tiempo, queda documentado que una fase de pedogénesis operó después de la exhumación, puesto que el grus que contiene bloques parcialmente exhumados es también el material parental del suelo (Figs. 9 y 12).

**Disección de las superficies y relaciones estratigráficas del regolito profundo**

Se carece de evidencia de sedimentitas

suprayacentes al regolito en la superficie culminante. Esta relación estratigráfica sólo aparece en niveles deprimidos, resultantes de su disección o de la elaboración de terrazas marinas. En la costa, cerca de San Antonio (Figs. 1 y 13), el material inferior de la terraza marina - que se extiende entre 80 y 135 m de altura - consiste en conglomerado basal de arenisca de grus y cantos rodados graníticos, infrayaciendo a areniscas del Grupo Navidad (usando la denominación de CECIONI 1978). Éstas son del Plioceno, de acuerdo con las especies de un banco de coquina descrito por VALENZUELA (1992) en una sección cercana estratigráficamente homóloga. En el sector de Puertecillo y Tumán (Figs. 1 y 14), la superficie del zócalo granítico - con grus y núcleos de piedra - está diseccionada en valle que contiene terrazas costeras encajadas. La más baja está elaborada en areniscas similares a las de San Antonio. Por lo tanto el regolito profundo no sólo subyace al Plioceno, sino que ya había sido

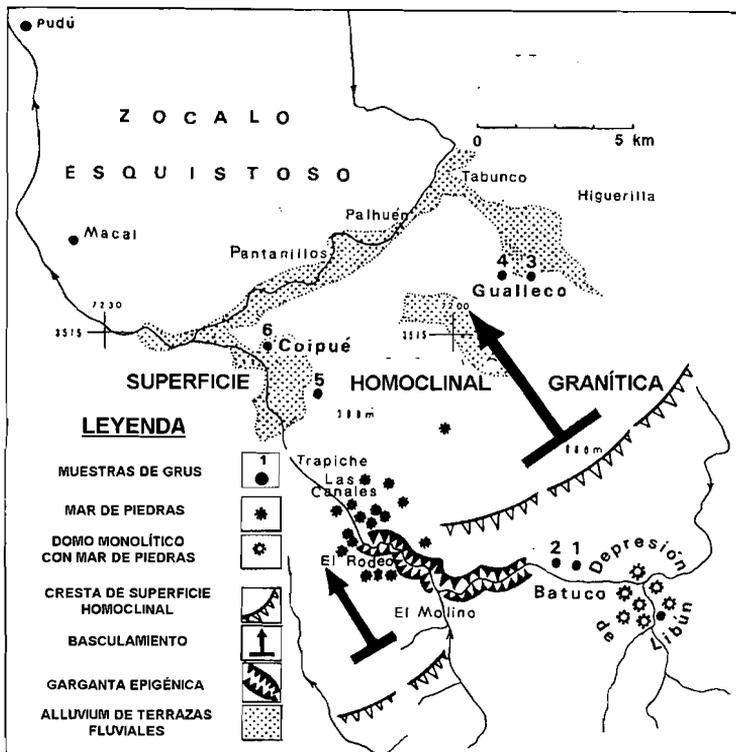
FIGURA 16



Catalina, cerca de Nirivilo: Fases de la evolución de vertientes, después de la disección del grus.

Catalina, near Nirivilo: Phases of the slope evolution, after the grus dissection.

FIGURA 17



Homoclinal de Gualleco: basculamiento de bloque granítico y fenómenos relacionados. Lugares de nuestras de grus: 1 y 2 = en parte elevada; 3 - 6 = en parte deprimida (ver Fig. 8). Gualleco homoclinal: warping of granitic block and related phenomena. Sites of grus sampling: 1 and 2 = in upwarped part; 3 - 6 = in downwarped part (see Fig. 8).

FIGURA 18



Desde C°. Manquimávida (604 m), entre Coipué y Pichamán: grupo de homoclinales hacia Coipué y Gualleco; el alineamiento de valles de la derecha debe corresponder a una línea de falla (ver Figs. 1 y 17).

From C°. Manquimávida (604 m), between Coipué and Pichamán: group of homoclinals toward Coipué and Gualleco; the allineation of valleys is thought to be produced by a fault line (see Figs. 1 and 17).

disectado al producirse la transgresión de esta edad.

Los rasgos más tempranos de la disección en valle fueron observados para la Superficie Coipué y en los flancos del valle de este nombre (Fig.5). Ellos son remanentes de peldaños más altos que la terraza aluvial más antigua que se observa hacia el fondo de valle, los cuales pueden ser seguidos por su concordancia de nivel de cimas; están elaborados sobre *grus* duro de granito o de gneiss. En su superficie pueden encontrarse gravas redondeadas de rocas corneanas con porfiroblastos de quistolita, indicadores de la erosión de la zona de contacto entre los zócalos esquistoso y granítico (Fig. 2). Además, estas gravas se hayan presentes en la terraza aluvial más antigua cercana al fondo de valle y hasta en los lechos actuales próximos a las áreas de abastecimiento correspondientes. La relación entre la disección continental de la superficie y la formación de terrazas aluviales puede observarse para edades del Pleistoceno. Un corte en la terraza alta de Melipilla (Figs. 1 y 15), entre la ciudad y el río Maipo, muestra el regolito granítico *grusificado* como unidad subyacente, rasado horizontalmente en forma de peldaño de terraza. Sobreyaciéndolo, está el *alluvium* antiguo de la región, con rodados en avanzado estado de alteración. Finalmente, la unidad superior consiste en ceniza volcánica datada regionalmente en 450.000 + ó - 60.000 años A.P. (STERN *et al.* 1984). O sea, el depósito aluvial debe ser al menos del Pleistoceno Antiguo; posdata al *grus* profundo

y a fases importantes de la disección en valles. En Catalina (Figs. 1 y 16), cerca de Nirivilo (al Sur del Río Maule), se puede deducir parcialmente algunos mecanismos morfogenéticos que han acompañado a la disección. Se documenta 8 fases morfogenéticas sucesivas y posteriores a la meteorización profunda: disección de un *grus* gnéissico rojizo, rubefacción hematítica del paisaje de *grus* (con espesor decimétrico), aluvionamiento (gravas alteradas), formación de duricostra (ferricreta limonítica), coluvionamiento por soliflucción (estructuras en guirnaldas), disección de la vertiente en cárcavas, terraplenamiento coluvial caótico y modelado moderno de la vertiente.

### Tectónica

En el área del zócalo granítico, notablemente en la Superficie Coipué, los colectores de mayor jerarquía tienen patrón de drenaje anular, inducido por lineamientos estructurales con rumbos N 45° E y W aproximadamente, encerrando segmentos de superficies homoclinales (Fig. 18). La de Gualleco (Figs. 1, 2, 4 y 17) tiene su reverso buzando hacia el NW, con gradiente de 75 m km<sup>-1</sup>. Su cresta se eleva por sobre 600 y 800 de S a N respectivamente, alturas excepcionales con respecto a las superficies descritas. Ellas sugieren elevación por basculamiento, deducida de lo siguiente: a) el bloque está delimitado, hacia el SE, por una falla inversa; b) la garganta que lo atraviesa comunica dos

depressiones excavadas en la Superficie Coipué y su talweg drena el frente de meteorización: luego, es epigénica; c) la densidad de mares de piedra de vertiente aumenta junto a la garganta; d) la depresión de Libún, aguas arriba del frente de la superficie homoclinal, contiene domos monolíticos con mares de piedra, lo que indica que las formas de erosión diferencial más notorias están asociadas con la parte elevada del bloque; e) en cambio, las formas deposicionales correlativas - las terrazas principales con *alluvium* - están sobre la parte hundida; f) por último, el grado de reducción del *grus* y los fenómenos correlacionados positivamente con él, se relacionan inversamente con el grado de solevantamiento (comparar Tabla 2 con Figs. 8 y 17). Observaciones en otros sectores muestran también escalonamiento tectónico de superficies con epigénesis. Junto a la costa de Santiago, entre Melipilla y San Antonio (Fig. 1), depresiones internas tienen comunicación epigenética con la costa mediante gargantas excavadas tanto en la superficie del zócalo aplanado como en la terraza marina principal, que es la más antigua. Esto indica que la puesta en lugar de escalones de superficies está relacionada también con la elevación tectónica de las terrazas marinas antiguas.

En la Fig. 18 se advierte que los límites de las superficies homoclinales se extienden en el área estudiada y no sólo en la de Gualleco.

## DISCUSIÓN

### Edad y significado de la meteorización profunda

Si la producción de un regolito profundo es condición para la nivelación topográfica de una región, hay que ponerla en un contexto general. De los distintos cortes observados, se deduce un estado de preservación de estructuras y texturas de las rocas regolitizadas. Las observaciones de NAHON y MERINO (1997) sobre estos rasgos indican que el reemplazo geoquímico debe hacerse con preservación de volumen. Esto es porque las tensiones se autoajustan en retroalimentación cinético-reológica, debido a que la tasa de crecimiento del grano reemplazante iguala a la de disolución del grano reemplazado. Concordantemente, una reciente evaluación de las constantes de solubilidad de feldespatos, indica que ésta es mucho más alta en condiciones de

meteorización que lo aceptado hasta ahora (ARNÓRSSON y STEFÁNSSON 1999). En estas condiciones de observación, perfiles de grus analizados por KUBINIOK (1988) en superficies de aplanamiento de Australia y Alemania muestran su asociación con formas relictas. Su datación a partir de Uranio secundario en Franconia da edades entre 15 y 17 Ma (BREMER y SPÄTH 1989), correspondientes al Mioceno. En esta época, la grusificación debe haber sido generalizada y convergente con la producción de caolinitas (BRONGER y BRUHN 1989), consideradas como indicadores de meteorización relictas, en clima húmedo y cálido. Estas arcillas, el alto grado de grusificación y la sesquioxidación son rasgos tropicales del grus, observados intercontinentalmente (BREMER 1978; KUBINIOK 1988). En consecuencia, es probable que el regolito profundo observado en Chile - por su posición estratigráfica - se haya generado en esta misma época de grusificación generalizada. Al respecto, SEGERSTROM (1963) encontró relación entre el antiguo paisaje "maduro" de la parte sur del Desierto de Atacama y la meteorización a profundidades hasta de varios cientos de metros, con efecto en el enriquecimiento de los minerales de la zona supergena. Este proceso fue relacionado por MORTIMER (1973) con la superficie de la llamada Pedillanura de Atacama, desarrollada en el Mioceno Medio a Superior, según dataciones radiométricas de coladas de lava. Pero es posible que haya habido más de una etapa de grusificación. De hecho, el mismo MORTIMER (1973) halló correspondencia entre las superficies de Atacama y una doble zona de enriquecimiento secundario por meteorización en la zona supergena. Existe relación entre fases de meteorización intensa y máximos de temperatura y humedad a nivel mundial en el Terciario temprano y en el Mioceno (SARRACINO y PRASAD 1989). TAYLOR y HOWARD (1998) observaron en Uganda evidencias de alternancia entre períodos de meteorización profunda y períodos de remoción bajo control tectónico. Las concentraciones de los isótopos cosmogénicos  $Be^{10}$  y  $Al^{26}$  sugieren que las tasas de producción de regolito son bajas en los períodos de estabilidad tectónica y que las tasas de erosión son también bajas donde ha habido períodos de remoción sin control tectónico (SMALL *et al.* 1999; BIERMAN y TURNER 1995; BIERMAN 1994). Se deduce, pues, que durante el Mioceno hubo un lapso largo de

regolitización en el área estudiada, pero sin evidencias aún de más de una edad de grusificación.

Por consiguiente, usando el criterio de clasificación propuesto por BATTIAU-QUENEY (1996), el cuerpo regolítico puede denominarse *formación de paleometeorización relicta* (informalmente en el sentido de unidad litológica, pero no estratigráfica), con la probabilidad de que pueda subdividirse en *mantos de meteorización polifásicos*. Para el *grus* estudiado, no se conoce rasgos de contribución presente a su formación.

### Origen de las superficies

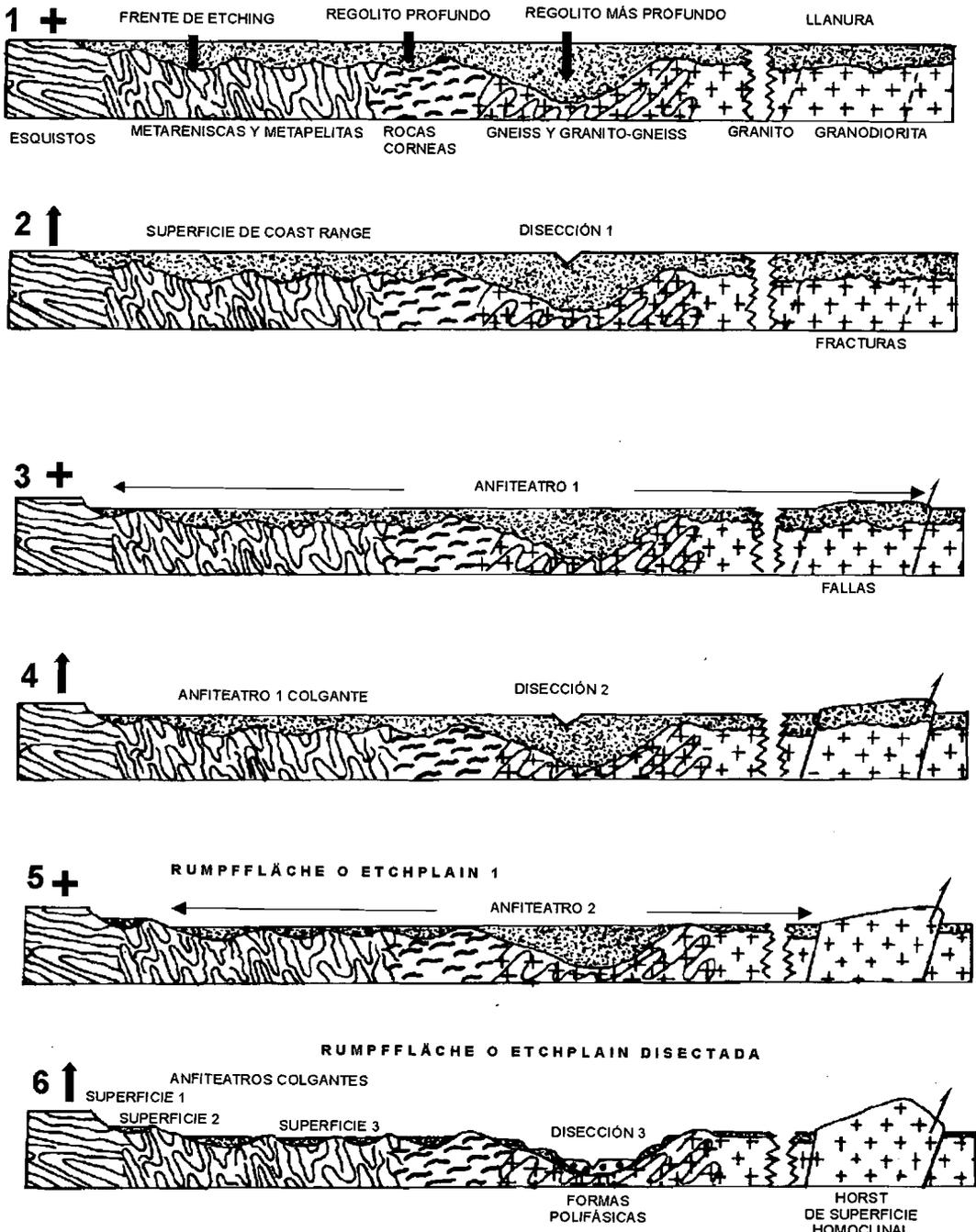
Si el remanente de la Superficie Agua Buena (superficie culminante) es más plano que las otras superficies y está emplazado en los esquistos con foliación de plano axial subhorizontal, sólo puede definirse como una *superficie estructural*, aunque es probable que este rasgo no sea absolutamente constante en el espacio. En cambio, las superficies de rebajamiento no pueden ser estructurales. El mecanismo excavatorio que las individualizó debe haber estado relacionado con la grusificación, puesto que se trata de estructuras no favorables al aplanamiento y el desarrollo de anfiteatros es sólo posible en materiales blandos. La presencia de un valle principal delimitado por la Superficie Coipué, indica que los anfiteatros crecieron a partir de valles y que afloramientos del frente de meteorización controlaron su altura. Ello se basa en que la localización del valle puede estar explicada por un cinturón de rocas corneanas y gnéissico. Por su baja consistencia, la meteorización de este último debe haber sido más profunda, facilitando la disección. Esta conjetura se apoya en dos hechos: la mayor susceptibilidad de los gneisses a la grusificación y el incremento de ella donde sobreyacen regolitos más espesos. El primero - y su relación con la localización de depresiones - fué demostrado en Kenya (PYE *et al.* 1985). El segundo fue encontrado en vertientes alpinas por SMALL *et al.* (1999), mediante la determinación de tasas de regolitización por concentraciones de los radionúclidos cosmogénicos  $Be^{10}$  y  $Al^{26}$ . Aunque es difícil transportar estas situaciones a la realidad aquí estudiada, se trata de procesos que hay que tener presentes, ya que deben estar relacionados con el efecto de pneumatólisis (mecanismo petrológico de aureola de

metamorfismo) en el grado y modalidad de la meteorización (CUNNINGHAM 1971). El umbral pneumatolítico en los mecanismos de excavación de anfiteatros parece haber influido también en la altura de las superficies de rebajamiento resultantes. Así, es notable que los cerros junto al valle principal sean más altos que el promedio de concordancia de nivel de cimas de la Superficie Coipué, reflejando menor depresión del frente de meteorización. Los bloques exhumados en la cima del cerro Montañilla (Fig. 5) indican influencia de zonas de metamorfismo de contacto complejas, como las encontradas por AGUIRRE *et al.* (1972) junto al río Maule, en el mismo cinturón petrológico, y que pueden generar bandas más resistentes, controlando la profundidad de excavación. La elaboración de anfiteatros debe considerarse como un fenómeno más general. En la parte sur del Desierto de Atacama, MORTIMER (1973) observó rasgos de ensanchamiento de valles en relación con la elaboración de la llamada Pedillanura de Atacama y excavación de anfiteatros en la superficie inmediatamente más antigua. En el Harz (Alemania), HÖVERMANN (1950) encontró peldaños de *etchplain* coincidentes con amplias ensenadas en torno a valles. En Africa Occidental, ROHDENBURG (1970) halló peldaños de superficie y escarpas de retroceso rápido a partir de un valle, y sobre regolito blando. Reconstrucciones de OLLIER (1988) en Australia, sugieren que los grandes paisajes son resultado de elevación de viejas superficies, seguida por su disección y formación de nuevas llanuras a expensas de ella. Análisis en Zaire (DUMONT 1991), indican que la existencia de más de una superficie de aplanamiento lleva consigo un problema de datación, no siendo posible designar una sola edad para el proceso de nivelación.

### Interacción entre la formación del valle principal y la generación de anfiteatros

Tomando como referencia la Superficie Coipué (Fig. 5), se desprende que la excavación del valle moderno - en el cinturón de regolito menos consistente - debe ser posterior a la elaboración de aquella. El talweg de un valle más alto debe haber estado al nivel presente de esta superficie cuando se comenzó a formar el anfiteatro que la sustenta. El control de este nivel de base basta para explicar la concordancia de nivel de cimas y asumir que la red hidrográfica estaba mucho menos

FIGURA 19



Modelo evolutivo simplificado.  
Simplified evolutive model.

incidida en el fondo del nuevo anfiteatro. La depresión creciente del nivel de base causada por la incisión tiene que haber activado las vertientes. Experiencias de MC FARLANE (1991) señalan que la lixiviación debe favorecer tanto la remoción en las partes altas como el aplanamiento en las bajas, donde los afloramientos del frente de meteorización indican una antigua operación relictística causante de su exhumación. A partir de ésta, la exfoliación mecánica subaérea en esferoides exhumados es un fenómeno posterior a la generación de los fondos de anfiteatro. Se demuestra así que - para explicar la diacasa curva en estos rasgos- el uso de la noción de *unloading* de Gilbert (YATSU 1988) debiera ser abandonado, por derivarse sólo de especulaciones y no corresponder a un proceso identificado. Los análisis de TWIDALE (1981) y la discusión de YATSU (1988) son coincidentes con esta proposición. Para la exfoliación de los elementos exhumados ha habido tiempo, puesto que su exposición subaérea inicial fué seguida de procesos coluviales de edades muy diferentes, que pueden sobrepasar el límite inferior del Cuaternario, sellados tanto por fases biostáticas como iluviales. Así, se observa un evidente remodelado del fondo de los anfiteatros, acompañando a la reprofundización del valle principal.

Como las capas del Plioceno marino postdatan un estado importante de disección de las superficies aplanadas, lo más probable es que la formación de valles y de anfiteatros se haya producido importantemente durante el Mioceno. Debido a la ausencia de anfiteatros posteriores a la Superficie Coipué, el Plioceno parece tener un papel en la continuación de la escavación de valles, previamente a la transgresión marina costera de esta misma época. Este esquema es parecido al encontrado por PASKOFF (1970), MORTIMER (1973) y PASKOFF y NARANJO (1979), con respecto a las superficies aplanadas y su disección en el Desierto de Atacama y Chile semi-árido.

Si el borde de los anfiteatros 1 (Figs. 3, 5 y 19) está constituido por segmentos de corona de lóbulo con variada crenación, lo más probable es que se haya formado en materiales blandos, debido a deslizamientos de terreno regresivos, como los observados en circos de la costa del Congo por SITOU y TCHICAYA (1991). Es

posible que pueda aplicárseles los *modelos de crecimiento en racimo (cluster)* propuestos por STARK (1994), pero usando sólo su versión morfológica, basada en el grado de crenación de los lóbulos. Morfológicamente, la generación de anfiteatros 1 (Superficie La Meseta) parece asociada al modelo de *crecimiento Eden* con bordes lobulares. Los fondos de las generaciones 1 y 2 (superficies La Meseta y Coipué) indican digitaciones más relacionadas con *racimos (clusters) de crecimiento Laplaciano a Poissoniano*, de acuerdo con las categorías de STARK (1994). Sus bordes son crenados a dentados, relacionados con la estructura de la red de drenaje. De las Figs. 3 y 5 se desprende que las generaciones 1 y 2 corresponden a *anfiteatros colgantes* con respecto a los valles principales, lo que concuerda con rasgos similares hallados por SITOU y TCHICAYA (1991) y los ya clásicos de HÖVERMANN (1950).

Luego, mientras la Superficie Agua Buena es una superficie culminante, las superficies La Meseta y Coipué pueden considerarse como superficies de erosión de fondo de anfiteatro colgante. Ambas categorías pueden servir para un esquema futuro de clasificación.

### Deformación tectónica

Si la deformación tectónica afecta a la superficie principal de rebajamiento (Coipué), puede documentar dislocación diferencial tardía y localizada, importante en el Mioceno, con respecto a la elevación global del bloque costero encontrada por BRÜGGEN (1950). La presencia generalizada de superficies homoclinales, haciendo juego con los lineamientos de los valles, permite suponer que la deformación también afectó a las otras superficies. De este modo, no es probable que los relieves de altura excepcional se deban a erosión diferencial, sino a tectónica tardía, tal como también lo encontró GODARD (1972) en análisis similares de relieves en rocas cristalinas.

### Denominación geomorfológica

Se expondrá aquí dos aproximaciones a una denominación científica de la cadena costera:

a) orogenética, definiéndola como relieve glo-

bal y b) morfogenética, tratándola como forma del terreno.

Desde el punto de vista orogénico, la denominación más adecuada parece ser *coast range*. Estrictamente, puede haber dudas acerca de su uso correcto para el caso chileno, si se le compara con los de la costa occidental de Norteamérica, cuya morfoestructura es diferente (BIROT 1958). Esto último puede explicarse teniendo en cuenta las diferencias en la marginalidad tectónica entre las costas occidentales de Norte y Sudamérica, que obedecen a mecanismos distintos de convergencia de placas (EMERY 1980; KENNETT 1982; SUPPE 1984). Pero no hay una aproximación mejor para el caso chileno. Puede ser ventajoso conservar la expresión en inglés *coast range*, en el sentido genérico, sin mayúsculas, puesto que pasa a ser una categoría y no un nombre propio. La traducción al castellano no parece recomendable, salvo que se especifique que *cadena de costa* se usa en sentido orogénico. Dicho de otra manera, *Coast Range* no puede significar Cordillera de la Costa. Ambos son nombres propios en California y Chile respectivamente y no categorías; se refieren a una sola gran categoría: *coast range*, en el sentido expuesto por BATES y JACKSON (1980).

Desde el punto de vista morfogenético, la relación del aplanamiento del *coast range* con el grosor profundo en rocas de distinta resistencia es rasgo característico de una *Rumpffläche*. En ella, la presencia del frente de meteorización subterráneo o aflorante permite también usar el término *etchplain*, en el sentido amplio (BREMER y SPÄTH 1989) o de *etchplain* disectado, categorizado por Thomas (OLLIER 1976), donde - además del efecto de disección - hay poca exposición del frente de meteorización. Esta puede ser la denominación más apropiada para el caso chileno.

## CONCLUSIONES

Considerando las complicaciones deducidas de la discusión, el modelo de la doble superficie de nivelación ( ver Materiales y Métodos) se puede aplicar en el esquema genético-evolutivo siguiente, deducido para la región del Maule entre los ríos Mataquito y Maule (Fig. 19):

Momento 1: Durante el Mioceno, el *zócalo*

*marginal* con su cuerpo superficial grusificado ha sido aplanado en fase de estabilidad tectónica, a un nivel probablemente controlado por una superficie estructural localizada. El frente de meteorización o de *etching* es más profundo en la aureola de granito-gneiss y más superficial en la zona de rocas corneanas vecinas, más resistentes. Algunas fracturas en el sector granítico indican potencialidad tectónica interna.

Momento 2: Una fase de elevación tectónica de conjunto ha activado la disección, comenzando la excavación del valle principal, cuyo talweg ha alcanzado unos 100 m de profundidad en la aureola de contacto y pneumatólisis. Se ha generado el *coast range* con superficie planiforme (Superficie Agua Buena).

Momento 3: En una nueva fase de estabilidad tectónica el valle principal se ha expandido en anfiteatro (anfiteatro 1 o Superficie La Meseta).

Momento 4: Otra fase de elevación de conjunto ha reactivado la disección, incidiéndose el valle principal por unos 100 m. Es posible que entonces haya comenzado la elevación mayor de algunos bloques localizados.

Momento 5: En la fase de estabilidad siguiente se ha producido una nueva expansión del valle principal en anfiteatro (anfiteatro 2), en cuyo fondo se ha generado la superficie principal de rebajamiento, como un segundo peldaño (Superficie Coipué). Esta fase puede llamarse *Rumpffläche* 1.

Momento 6: Desde fines del Mioceno hasta el Plioceno, fases de elevación más reciente han activado la incisión de la red hidrográfica y en especial del valle principal, en etapas separadas por lapsos de estabilidad, como lo indican los rellanos de sus flancos y su grado de ensanchamiento. La Superficie Coipué ha sido disectada por más de 200 m. Al mismo tiempo, se ha acelerado la elevación tectónica diferencial de bloques locales, que han alcanzado alturas excepcionales. Hacia comienzos del Pleistoceno Medio, ya se ha producido el terraplenamiento de los sedimentos de las terrazas fluviales altas cerca de los fondos de valle. Consecutivamente, los procesos coluviales más claramente discernibles han modelado las vertientes en distintas edades del resto del Cuaternario. Esta

fase puede denominarse *Rumpffläche* 2 o *etchplain* disectada.

Para completar este cuadro queda por conocer el proceso de aplanamiento de la superficie culminante, donde ella no sea estructural. Si los residuos de ésta son los más llanos, se demuestra que una superficie más antigua puede estar más intacta que una más reciente, siempre que sea residual y que, por lo mismo, debiera tener mejor registrada la historia inicial del proceso de aplanamiento. Por otro lado, el valor general que tenga el modelo evolutivo anotado sólo puede afirmarse si se hace una correlación de las superficies encontradas con otras fuera del área estudiada. Un seguimiento preliminar al Sur del río Maule, hasta Cauquenes, sugiere que las superficies descritas pueden ser identificadas. Genéticamente, falta conocer cómo se expresa realmente en la morfogénesis la operación de más de una edad de grusificación, o sea, si hubo paralelismo entre algunas de sus fases y otras de aplanamiento o aún de disección. Mientras tanto, en el modelo se asume que para el momento 1 la grusificación había alcanzado aproximadamente la misma profundidad que se deduce del momento 6, lo que puede ser irreal. Conjuntamente, la explicación del origen del valle principal es válida sólo para zonas de metamorfismo de contacto; para otros valles principales hay que basarse - provisoriamente - en la probable influencia de lineamientos tectónicos asumidos.

Finalmente, en relación con la terminología, debe entenderse que la expresión *coast range* se refiere a la morfoestructura y que *Rumpffläche* y *etchplain* indican la morfoescultura, siendo la primera más general que las segundas. Para éstas es difícil encontrar una expresión adecuada en castellano que reúna las ideas de superficie de truncamiento y de *etching* y tenga aceptación internacional, por lo que no conviene traducir los términos.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su reconocimiento al Prof. Francisco Hervé, del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por su constructiva revisión crítica del manuscrito.

#### REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., F. HERVE y E. GODOY,** 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile - An outline. *Kristalinikum*, 9: 7-19.
- ARAYA-VERGARA, J.F.,** 1985. Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. *Inform. geogr. Chile*, 32: 31-44.
- ARNÓRSSON, S. y A. STEFÁNSSON,** 1999. Assesment of feldspar solubility constants in water in the range 0° to 350°C at vapor saturation pressures. *Amer. J. of Sci.*, 299: 173-209.
- BATES, R.L. y J.A. JACKSON (Eds.),** 1980. *Glossary of Geology*, 2nd Ed. Amer. Geol. Institute, Falls Church, Virginia, 797 pp.
- BATTIAU-QUENEY, I.,** 1996. A tentative classification of paleoweathering formations based on geomorphological criteria. *Geomorphology*, 16: 87-102.
- BIERMAN, P.R.,** 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *J. Geophys. Res.*, 99(B7): 13885-13896.
- BIERMAN, P. y J. TURNER,** 1995. <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of Pre-Pleistocene landscapes. *Quatern. Res.*, 44: 378-382.
- BIROT, P.,** 1960. Le cycle d'érosion sous les différents climats. C.P.G. Brasil, R. de Janeiro.
- BORDE, J.** 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays. *Union Française d'Impression*, Bordeaux.
- BREMER, H.,** 1978. Zur tertiären Reliefgenese der Eifel. *Kölner Geogr. Abh.*, 36: 195-225.
- BREMER, H. y H. SPÄTH,** 1989. Introduction; Harz Mountains and Lower Saxony cuestas. *Geoöko-forum*, 1: 3-8; 21-25.
- BRONGER, A. y N. BRUHN,** 1989. Tropical weathering and pediplanation - Examples from South India. *Geoöko-plus*, 1: 40.

- BRÜGGEN, J.**, 1950. Fundamentos de la geología de Chile. Ed. I.G.M., Santiago.
- BÜDEL, J.**, 1970. Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. *Z. Geomorph. N.F.*, 14 (1): 1-57
- CARL, J.D. y G.C. AMSTUTZ**, 1958. Three dimensional Liesegang rings by diffusion in a colloidal matrix and their significance for the interpretation of geological phenomena. *Bull. Soc. Geol. Amer.*, 69: 1467-1468.
- CECIONI, G.**, 1978. Petroleum possibilities in the Darwin's Navidad Formation, near Santiago, Chile. *Museo Nac. Hist. Nat., Publ. ocasional 25*, Santiago.
- CUNNINGHAM, F.F.**, 1971. The Silent City of Rocks, a bornhardt landscape in the Coterrel Range, South Idaho, USA. *Z. Geomorph. N.F.*, 15 (4): 404-429.
- DENIS, P.**, 1927. Le Chili. En: Vidal de la Blache, P. & L. Gallois (Eds.), *Géographie Universelle*, t. XV: Amérique du Sud, 2eme. Partie. Colin, Paris: 342-374.
- DÉSIRÉ-MARCHAND, J. y C. KLEIN**, 1988. L'étagement du relief dans le massif vendéen. *Norois*, 35(139): 287-313.
- DUMONT, P.**, 1991. Problèmes de datation des surfaces d'aplanissement au Zaïre. *Bull. Soc. géogr. de Liège*, 27: 175-185.
- EMERY, K.O.**, 1980. Continental margins - classification and petroleum prospects. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64: 297-315.
- FUENZALIDA, H.**, 1957. Resumen de la geología de Chile. In: *Lexique Stratigraphique International*, 5: Amér. Latine, 7: 5-12.
- GANÁ, P. y F. HERVÉ**, 1983. Geología del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. *R. Geol. de Chile*, 19-20: 37-56.
- GANÁ, P. y R.M. TOSDAL**, 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *R. Geol. de Chile*, 23(2): 151-164.
- GODARD, A.**, 1972. *Recherches françaises concernant la géomorphologie des roches cristallines*. In: Comité National Français de Géographie (Eds.), *Recherches géographiques en France*, Montreal 1972. Paris: 37-45.
- GODOY, E.**, 1984. Reflexiones acerca de transiciones metamórficas en el basamento de Chile Central-Sur. *R. Geol. de Chile*, 23: 79-86.
- GONZALEZ-BONORINO, F.**, 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. *Univ. de Chile, Dep. de Geol., Publ. 37*, Santiago.
- HERVÉ, F., E. GODOY, M. DEL CAMPO y J.M. OJEDA**, 1976. Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile Central y Austral. En: Primer Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. 2: 175-187.
- HERVÉ, F., E. GODOY, M.A. PARADA, V. RAMOS, C. REPELA, C. MPODOZIS y J. DAVIDSON**, 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. In: Monger, J.W.H. y J. Francheteau (Eds.), *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin*. Amer. Geoph. Union, Wash., D.C., Geol. Soc. of Amer., Boulded, Colorado. *Geodynamics Series*, Vol.18: 97-113.
- HÖVERMANN, J.** 1950. Die Oberflächenformen des Harzes. *Geogr. Rdsch.*, 2: 208-212.
- HOWARD, A.D.**, 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 51: 2246-2259.
- KENNETT, J.**, 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- KING, L.C.**, 1959. Denudational and tectonic relief in South-Eastern Australia. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 62: 113-138.
- KNOPE, E.B.**, 1924. Correlation of surfaces in the Eastern Appalachian Highlands. *Bull. Geol. Soc.*, 35: 633-668.
- KUBINIOK, J.**, 1988. Kristallinvergrusung an Beispielen aus Südosaustralien und deutschen Mittelgebirgen. *Kölner Geogr. Arbeiten*, 48, Köln.

- MCFARLANE, M.J.**, 1991. Mechanisms for laterisation and the formation of erosion surfaces in parts of east and southern Africa. *Bull. Soc. géogr. de Liège*, 27: 149-155.
- NAHON, D. y E. MERINO**, 1997. Pseudomorph replacement in tropical weathering: evidence, geochemical consequences, and kinetic-rheological origin. *Amer. J. of Sci.*, 297: 393-417.
- MARTINEZ, R.**, 1968. Foraminíferos y evolución de la línea de costa holocénica en la zona de Concepción. En: Cecioni, G. (Ed.), *El Terciario de Chile: Zona Central*. Soc. Geol. de Chile, Santiago: 211-254.
- MORTIMER, C.**, 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *J. Geol. Soc. Lond.*, 129: 505-526.
- NOSSIN, J.J. y W.M. LEVELT**, 1967. Igneous rock weathering on Singapore Island. *Z. Geomorph. N.F.*, 11(1): 14-35.
- OLLIER, C.D.**, 1965. Some features of granite weathering in Australia. *Z. Geomorph. N.F.*, 9: 285-304.
- OLLIER, C.D.**, 1976. *Weathering*. Longman, London.
- OLLIER, C.D.**, 1988. Landscape evolution in Australia. In: 26 th Congress I.G.U., Abstracts, Sidney, 2: 568.
- PASKOFF, R.**, 1970. *Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride*. Biscaye, Bordeaux.
- PASKOFF, R. y J.A. NARANJO**, 1979. Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama. *C.R. Acad. Sci. Paris, Série D*, 289(16): 1203-1206.
- PECSI, M.**, 1989. Geomorphological surfaces in the Hungarian mountains. *Geoöko-plus*, 1: 218.
- PENCK, W.**, 1924. *Die geomorphologische Analyse*. J. Engelhorn's Nachf., Stuttgart.
- PYE, K., S. GOUDIE y A. WATSON**, 1985. An introduction of the physical geography of the Kora area, Central Kenya. *Geogr. J.*, 151(2): 168-181.
- ROHDENBURG, H.**, 1970. Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. *Z. Geomorph. N.F.*, 14(1): 58-78.
- RUXTON, B.P. y L. BERRY**, 1957. The weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68: 1263-1292.
- SARRACINO, R. y G. PRASAD**, 1989. Investigation of spherical weathering and twinning. *GeoJournal*, 19(1): 77-83.
- SEGERSTROM, K.**, 1963. Matureland of northern Chile and its relationship to ore deposits. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 74: 513-518.
- SITOU, L. y J.TCHICAYA**, 1991. L'érosion en cirques dans la région côtière du Congo. *Bull. Soc. géogr. de Liège*. 27: 77-91.
- SMALL, E.E., R.S. ANDERSON y G.S. HANCOCK**, 1999. Estimates of the rate of regolith production using <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al from an alpine hillslope. *Geomorphology*, 27: 131-150.
- SPÄTH, H.**, 1988. Stripped etchplains in the semi-arid tropics NW Australia and Peninsular India. In: 26 th Congress I.G.U., Abstracts, Sidney, 2: 568.
- SPÖNEMANN, J.**, 1989. Homoclinal ridges in Lower Saxony. *Catena Supplement*, 15: 133-149.
- STARK, C.P.**, 1994. Cluster growth modeling of plateau erosion. *J. Geophys. Res.*, 99(B7): 13957-13969.
- STERN, Ch.R., H. AMINI., R. CHARRIER, E. GODOY, F. HERVÉ y J. VARELA**, 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows, etc. *R. Geol. de Chile*, 23: 39-52.
- SUPPE, J.**, 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- TAYLOR, R.G. y K.W.F. HOWARD**, 1998. Post-Paleozoic evolution of weathered landsurfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping. *Geomorphology*, 25: 173-192.

**TRICART, J.**, 1968. Précis de Géomorphologie: Tome I, Géomorphologie Structurale. Sedes, CDU, Paris.

**TWIDALE, C.R.**, 1981. Granitic inselbergs: domed, block-strewn and castellated. Geogr. J., 147(1): 54-71.

**TWIDALE, C.R.**, 1985. Ancient landscapes: their nature and significance for the question of inheritance. In: Hayden, R.S. (Ed.), Global Mega-Geomorphology. NASA Conference Publication 2312. NASA, Washington D.C.: 29-40.

**TWIDALE, C.R. y J.R. VIDAL ROMANI**, 1994. On the multistage development of etch forms. Geomorphology, 11: 107-124.

**VALENZUELA, E.**, 1992. Neogene tectonic and eustatic displacements of Central Chile coastal zone. Comunicaciones, 43: 77-88.

**YATSU, E.**, 1988. The nature of weathering: An introduction. Sozoshia, Tokyo.

**ZEESE, R.**, 1996. Tertiary weathering profiles in central Nigeria as indicators of paleoenvironmental conditions. Geomorphology, 16: 61-70.

Imagen de Investigaciones GEOGRÁFICAS

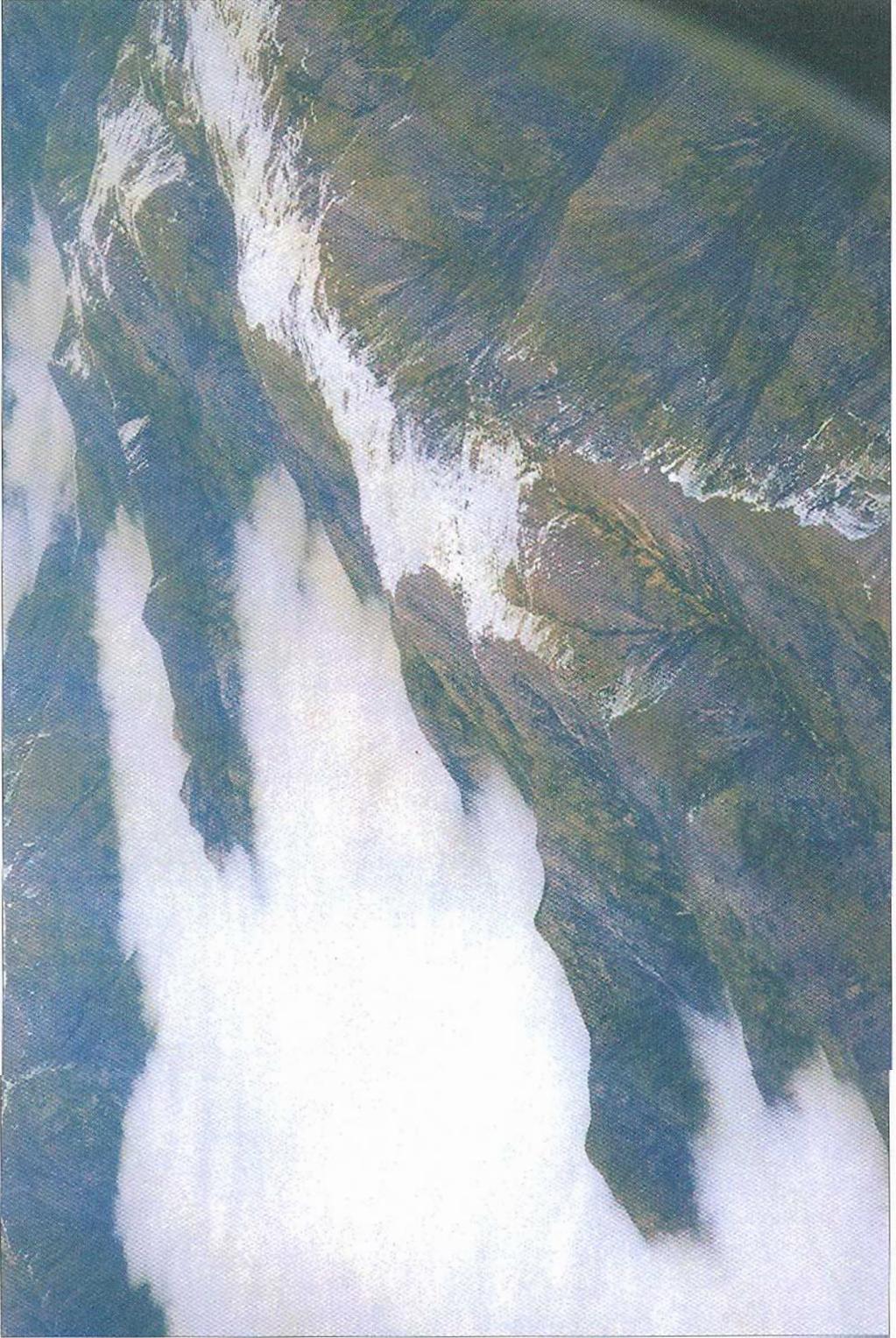


Foto 5. Superficie de aplanamiento residual en *coast range* elevada a ~ 2000 m en Cerros de Alhué ( borde sur de la depresión de Santiago de Chile); probable remanente de *Rumpfläche* (Foto J.F. Araya Vergara).