

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

JORGE POLANSKI, Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza).....	127
---	-----

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1963

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo XVII

Julio-diciembre de 1962

Nº 3-4

**ESTRATIGRAFIA. NEOTECTONICA
Y GEOMORFOLOGIA DEL PLEISTOCENO PEDEMONTANO
ENTRE LOS RIOS DIAMANTE Y MENDOZA**

PROVINCIA DE MENDOZA

POR JORGE POLANSKI

Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires

CONTENIDO

Resumen	129
Abstract	131
Prefacio. (Objetivos y métodos de trabajo, breve reseña del clima, red de drenaje).....	133

A. ESTRATIGRAFÍA DEL PLEISTOCENO

I. Formación Los Mesoues.....	138
II. Cenoglomerado Volcánico del Puesto J. Castro	156
III. Asociación Volcánica Paleopleistocena.....	157
IV. Formación de Las Peñas Sur	162
V. Formación La Invernada.....	165
VI. Estratos de Los Jumes.....	178
VII. Asociación Piroclástica Pumícea	181
VIII. Cenoglomerado del Alumbre	199
IX. Formación Río Blanco, morenas externas	199
X. Formación Las Tuñas	201
XI. Formación El Tortoral.....	209
XII. Formación El Chillante	215

XIII. Asociación Volcánica Neopleistocena.....	225
XIV. Formación Real de las Yaretas, morenas internas.....	229
XV. Formación La Estacada.....	231
XVI. Formación El Zampal.....	234
XVII. Mélanos y guadales.....	244
XVIII. Sedimentos heterogéneos de la cubierta superficial.....	247
XIX. Asociación Volcánica Postglacial.....	248
XX. Formación Agua de Loyoia.....	250
XXI. Formación Los Alamos.....	251
XXII. Turbales.....	252

B. NEOTECTÓNICA

I. Movimiento orogénico.....	256
II. Movimientos neotectónicos.....	256
1. Fase neotectónica inicial.....	257
2. Fase neotectónica principal.....	260
3. Calma tectónica del final del Plioceno.....	266
4. Fase neotectónica póstuma.....	269
5. Fase neotectónica final.....	275
1ª etapa, ascenso general.....	275
2ª etapa, Graben de Tunuyán.....	276
III. Aspecto general del movimiento neotectónico.....	282
Introducción.....	282
Duración y discontinuidad del movimiento.....	283
Carácter de deformaciones neotectónicas.....	283
Superposición de estructuras.....	288
Consideraciones cuantitativas respecto al ascenso neotectónico de la cordillera.....	288
Neotectónica, oro y epirogénesis.....	289
Uniformitarianismo y neotectónica.....	292

C. GEOMORFOLOGÍA

I. Introducción.....	293
II. Unidades geomórficas.....	295
1. Meseta del Guadal.....	295
2. Peneplanicie exhumada del Bloque de San Rafael.....	304
3. Pedimentos antiguos del pie de la sierra.....	306
4. Bajada antigua del Diamante.....	308
5. Valle Extenso del Campo del Bajo.....	310
6. Bajada joven al Graben de Tunuyán.....	313
7. Pedimento joven del Campo de las Aguadas.....	316
8. Región del Toba (el valle y el médano).....	319
9. Planicies loésicas.....	325
10. Planicie piroclástica pumícea del Valle Extenso.....	326
11. Huayquería Pedemontana Mendocina.....	328

12. Abanico de Anchoris	334
13. Relieve volcánico	335
III. Consideraciones finales (regionalización geomorfológica)	335

D. HISTORIA DE LA RED DE DRENAJE

I. Plioceno	340
II. Pleistoceno inferior	341
III. Pleistoceno medio	342
IV. Pleistoceno superior	343
Lista de trabajos citados en el texto	344

1. Cuadro comparativo de la estratigrafía y de la estructura del Terciario.
 2. Cuadro estratigráfico del Pleistoceno.
- Mapa geológico.

RESUMEN

El límite entre el Plioceno y el Pleistoceno en la zona estudiada permanece todavía condicional. Conservamos por parecer más verosímil el primitivo concepto de Groeber (1939), según el cual entre ambos periodos media la fase principal del Tercer Movimiento o sea la fase principal del movimiento neotectónico. Asimismo, debemos manifestar que en el presente trabajo se logró establecer con suficiente exactitud solamente la sucesión estratigráfica relativa del Pleistoceno pedemontano de Mendoza basado en el control estratigráfico tectónico y geomorfológico, pero carente de la documentación paleontológica. Esto explica que todavía no estemos en condiciones de enlazar las formaciones pleistocenas con el padrón y su cronología absoluta válida para el Hemisferio Norte.

Se estima necesario eliminar de nuestras consideraciones el enigmático "Eocuarario" de Groeber, que no existe en ningún lugar de la Tierra y que ha sido creado *ad hoc* en defensa de la supuesta "Morena del Quemado", que en realidad ha sido redefinida (Polanski, 1961) como Cenoglomerado volcánico de edad pliocena.

Es lógico suponer que la periodicidad de las glaciaciones establecida para el Hemisferio Norte sea valedera para el Sur y especialmente para las cordilleras, elevadas ya a fines del Plioceno a gran altura.

Las tentativas de Groeber (1949 y 1952) de engranar los niveles de agradación gruesa en la zona pedemontana con las glaciaciones de la faja subalpina resultaron poco convincentes. Según el mencionado autor los sedimentos gruesos del I Nivel (= Los Mesones) corresponden a la glaciación "Villamanca" homologable con Nebraska = Günz y los del II Nivel (= La Invernada) a la glaciación "Colorado", que debiera ser coetánea con Kansas = Mindel del Hemisferio Norte.

Al respecto hemos podido presentar al lector evidencias de la patente ausencia de vestigios de dos antiguas glaciaciones pleistocenas y asimismo hemos ofrecido la necesaria documentación de que ellas corresponden a dos ciclos de agradación fanglomerádica causada por el ascenso neotectónico (fase principal y póstuma)

en la cordillera. De esta manera las formaciones Los Mesones y La Invernada son sedimentos pedemontanos acueos correlativos a la tectónica, o sea molasas. La posible intervención climática glacial en esta montaña árida era relativamente ineficaz y de poca importancia en comparación con los efectos del rejuvenecimiento del ciclo fluvial en la cordillera ascendente en fases intermitentes. Esto quita, por ahora, la posibilidad de hacer correctas correlaciones entre los Hemisferios. Se puede deducir solamente que la Formación Los Mesones cabe en el Pleistoceno inferior sin entrar en pormenores cronológicos. Quizás exista una relación con la época glacial Kansas = Mindel del Hemisferio Norte. En tal caso el gran intervalo interglacial (Yarmouth = Mindel-Riss) coincidiría en Mendoza con el primer ciclo considerable de erosión y degradación. En consecuencia de tal razonamiento La Invernada se ubicaría ya en los principios del Pleistoceno superior, quizás cerca de la glaciación Illinoian = Riss.

Los sorprendentes resultados de la investigación isotópica del C^{14} , logrados por Isotopes Inc., U.S.A., fijan la edad absoluta de la gyttia de la Formación La Estacada en 9.625 ± 200 años A.P., lo que conduce a la conclusión definitiva que las morenas externas e internas de nuestra montaña pertenecen a dos estadios de la última glaciación pleistocena (Wisconsin s.l. = Würm) y no a dos glaciaciones del Pleistoceno superior, como suponía el autor en el año 1954 a y 1956.

De tal manera la Formación Las Tunas correspondiente al tercer ciclo de agradación que se enlaza en la cordillera con las morenas externas (Fm. Río Blanco) debería sincronizarse con Iowan = Würm I. Este englazamiento fue el máximo y borró en la montaña los vestigios de las probables glaciaciones de mayor edad.

La superficie de las morenas externas acusa una modesta degradación debida al tercer ciclo fluvial y la formación de la Terraza III en Las Tunas, luego la oxidación de la superficie y formación de un suelo pobre no maduro que alimentó una rala pero bien radicada cubierta vegetal, lo que en conjunto permite paralelizar estos fenómenos con un régimen climático parecido al actual, que se sincroniza fácilmente con el último interstadial, o sea con Port Talbot = Würm II = Laufen del Norte. En este caso el factor tectónico o sea el hundimiento del graben, que ha rejuvenecido al ciclo fluvial en la cordillera, fue también un factor más decisivo en la gradación aluvial de Las Tunas que la intervención glaciaria en condiciones de aridez del clima.

La fase final del último englazamiento fue de menor envergadura y está documentada en la cordillera por depósitos glaciarios y morenas internas de la Formación Real de Yaretas, cuya superficie quedó fresca, sin disectar y desprovista de la oxidación visible de la superficie y de la cubierta vegetal. En la llanura corresponde a este predominio del frío La Estacada, en cuya corona yace la gyttia que arrojó la edad de ± 10.000 años, lo que fija una equiparación con postrimerías del Wisconsin s. estricto = Würm II del Hemisferio Norte.

Las dos o tres etapas registradas del rápido retroceso de los glaciares no permiten todavía la sincronización con el Norte, por falta de investigación isotópica del C^{14} de las turbas intercaladas entre las bajas morenas de retroceso.

Los 10.000 años de edad absoluta de la gyttia de La Estacada fija en forma definitiva la edad postglacial de dos bancos de limo parecido al loess de la Formación El Zampal, que yacen en el techo de la gyttia. Esto quita la base a las tentativas

de sincronizar mecánicamente nuestros limos con las pocas glaciales (Groeber J. Kraglevich). Nuestros limos parecidos al loess no son periglaciales sino peridésérticos, y como tales se han depositado en épocas de acentuada aridez, desde el Pleistoceno hasta la época actual. Es de lamentar que todavía no estemos en condiciones de presentar un concepto correcto sobre el sistema de vientos que exportaban los limos de la zona desértica del país, hacia sus periferias.

Los datos logrados verifican también el antiguo concepto propugnado últimamente en varios trabajos de Frenguelli que los dos pisos jóvenes del limo parecido al loess de la Pampa oriental, el Platense y el Cordobense, son de edad postglacial o postpampeana. Todo lo considerado parece indicar como acertada la equiparación del Platense-Cordobense con la Formación El Zampal.

Por último logramos un acuerdo perfecto con Caldenius y los resultados del último viaje de Flint (1963, comunicación verbal) a la Patagonia. El englazamiento visible de la Cordillera entera es de la última glaciación pleistocena, o sea del Wisconsin *sensu lato* = Würm del Hemisferio opuesto.

Los movimientos neotectónicos son intermitentes y se manifiestan como bóvedas de gran radio de curvatura, bloques fallados y sobreescurrecimientos, mientras que el plegamiento de pequeño radio es totalmente subordinado.

Durante la fase principal neotectónica que media entre el Plioceno y Pleistoceno se ha formado el Braquianticlinorio de Los Huarpes y en la póstuma las combas braquianticlinales de la Cordillera y de la Estr. de San Carlos y un braquisinclinal intercalado. La fase final produce el hundimiento del Graben de Tunuyán, cuyo relleno aluvial supera los 600 m (Fm.: El Totoral y El Chilante).

La evolución tectónica se desarrolla en tres ciclos:

1. Movimiento orogenético-tectogénesis
2. Movimiento neotectónico-morfogénesis
3. Movimiento de bloques rígidos-epirogénesis.

La provincia geomorfológica pedemontana de Mendoza está totalizada por las siguientes unidades geomórficas: Planicie vieja de nacimiento del Guadal; Pedimentos antiguos y jóvenes. Peneplanicie Exhumada del Bloque de San Rafael; Valle Extenso; Bajada antigua del Diamante y la joven al Graben de Tunuyán; Huayquería o Mal País; Planicies loésicas; Planicie piroclástica pumícea, Médanos y algunas formas menores.

La primitiva red de drenaje era consecuente a la pendiente regional y dirigida hacia el E. El ascenso póstumo de la Estr. de San Carlos desvió el drenaje hacia el N, lo que instaló definitivamente el curso actual del río Tunuyán paralelo al borde de la montaña.

ABSTRACT

The author distinguishes 12 sedimentary formations and members, and 4 volcanic associations of Pleistocene age. The principal sedimentary units have been deposited during four aggradational cycles, which are separated by three incomplete cycles of fluvial erosion and corresponding degradations. The cycles of alluvial aggradation are related to the intermittent, neotectonic uplifts of the Cordillera, and the simultaneous stability of the piedmont. The correlation of these sediments

with tectonic activity is justified by the fact that climatic factors played only a relatively unimportant part; the role of glaciation was reduced by the arid climate which existed in the mountains. Each of the major uplifts was accompanied by volcanic activity, mostly of basaltic nature.

The Los Mesones Formation is considered to be lower Pleistocene and is perhaps related in time, though not in a well defined manner, to the Kansas = Mindel Glaciation of the Northern Hemisphere, while the La Invernada Formation can be attributed to the beginning of the higher Pleistocene (Illinoian = Riss of the Northern Hemisphere). Hence the first fluvial cycle took place between both formations and can be considered roughly equivalent to Yarmouth = Mindel Riss.

The conglomerates in the Las Tunas Formation can be correlated with the external moraines at heights greater than 2,700 m ("Río Blanco" Formation). This maximum glaciation of the Cordillera Argentina is considered to correspond with the Iowan = Würm I. The following interval, during which oxidation of the moraines and the third cycle of fluvial erosion took place, is correlated with Sangamon = Würm I-V.

The last cold phase is represented by the internal moraines at heights above 3,000 m, and with "La Estacada" Formation in the piedmont. The latter contains gyttja whose absolute age (C^{14}) has been determined as $9,625 \pm 200$ years B.P. These data conclusively define it as Wisconsin sensu stricto (= Würm II-III). Therefore the two beds of loess-like silt in the El Zampal Formation are definitely post-glacial.

The Argentina loesses are peri-desertic. Mud-flows have occurred in the zone from the Pliocene up to the present, and have been erroneously classed as tills.

The Neotectonic Movements of great radius, are followed by block faulting and overthrusting. Small radius folding is entirely subordinate in neotectonic.

During the principal neotectonic phase, occurring between the Pliocene and Pleistocene, the Huarpes-braquianticlinorium was formed and during the following one, the braquianticlinial uparchings (Cordillera and San Carlos structure) with an intercalated braquisyncline. The final neotectonic phase gave rise to the Tunuyán Graben, which contains more than 600 m of alluvial fillings (El Totoral and El Chillante Formations).

The author outlines a three-stage cycle in order to explain the structural evolution of the area under consideration:

- 1) Orogenetic Movements = Geosynclinal (Tectogenesis).
- 2) Neotectonic Movement = (Morphogenesis).
- 3) Up and downward movement of the rigid continental block = (Epeirogenesis).

The Geomorphological Piedmont Province in Mendoza comprises the following Geomorphic Units (figure N^o II): the old-from-birth Guadal peneplane; old and youthful Pediments; the Bloque de San Rafael exhumed peneplain; the Valle Extenso (Strath) of the Campo del Bajo; Bajada (the old Diamante one, and the youthful Tunuyán Graben one); Huayquerías or Bad-lands; loessic plains; pyro-

elastic-pumiceous plains; dunes and lesser forms due to hydrothermalism and volcanic reliefs.

The primitive hydrographic system (fig. III) ran consequently with regards to the regional dip, being directed eastwards. With the later uplifts of the San Carlos structure and San Rafael Bloque, it was deflected to the North, giving rise to the present course of the River Tunuyán, which runs parallel to the edge of the mountains.

PREFACIO

El presente trabajo es fruto de catorce años de exploraciones en la zona submontana.

El material concreto fue reunido durante varias campañas realizadas para el relevamiento de las Hojas Geológicas n^{os} 24a, b, c, 25a, b y 26c, que le fueran encomendadas al autor por la Dirección Nacional de Geología y Minería, y en tres campañas posteriores, efectuadas por cuenta de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, que me ha brindado también todas las facilidades imprescindibles para poder redactar y dar término a la presente obra.

El análisis de muestras mediante el carbono 14 fue generosamente costeadado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina.

El complejo y extenso trabajo, que toca distintos problemas de la geología del Pleistoceno, no podría haberse realizado sin la eficaz ayuda de especialistas y de compañeros de viaje. Conté siempre con la ayuda y el apoyo de mis colegas, doctores E. F. González Díaz, F. Fidalgo, R. A. Zardini y asimismo de los señores J. M. Calvelo-Ríos, N. Porro y J. Cabrera.

El análisis granulométrico de las arenas cólicas fue efectuado por la señorita E. Di Paola, del Laboratorio Sedimentológico de la Facultad, y los análisis químicos de rocas piroclásticas pumíceas por la señora N. Kotelnikov, del Laboratorio de Análisis de Rocas, también de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

El Dr. Sesana tuvo la amabilidad de efectuar un estudio microscópico de basaltos, con el objeto de determinar elementos de juicio mineralógicos para la discriminación de la edad de los basaltos. Su trabajo se conserva inédito en la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Me es grato expresar mi plena y sincera gratitud a las reparticio-

nes oficiales y a los compañeros que apoyaron este mi esfuerzo, cuyo resultado es realmente, en gran parte, fruto del trabajo en equipo.

Asimismo quedo obligado a los compañeros geólogos de Y.P.F., doctores P. Criado Roque, A. R. Mingramm, E. Rolleri, M. Irigoyen y H. Martínez Cal, quienes me facilitaron numerosos datos y consejos orales referentes al Terciario de la zona pedemontana de Mendoza.

Ha sido terminado este trabajo con fondos del convenio firmado entre la Facultad de Ciencias Exactas y la Dirección Nacional de Geología y Minería.

OBJETIVOS Y MÉTODOS DE TRABAJO

El blanco principal del presente trabajo ha sido una exploración, completa dentro de lo posible, de la geología del Pleistoceno de una amplia parcela de la zona pedemontana de la provincia de Mendoza. He procurado dar cima a esta extensa tarea mediante la aplicación de nuevos métodos de exploración, poco conocidos en nuestro ambiente. Conozco nuestra bibliografía, casi completa al respecto, y aprecio y respeto con toda sinceridad los resultados obtenidos mediante una labor honesta y consciente en precedentes exploraciones. Ello no obsta, sin embargo, para refutar algunas especulaciones de gabinete, respecto a la zona de mi estudio, desprovistas de la documentación necesaria y obligatoria a un escrupuloso investigador. Debo subrayar aquí que la investigación del Pleistoceno, ni fácil ni simple, lo mismo que la de otros períodos, pueden y deben realizarla geólogos competentes, preparados para esta tarea erizada de dificultades. Una lamentable confusión, surgida en los últimos años en lo tocante al Pleistoceno, es consecuencia justamente de la inserción del no especializado en la materia.

En el transcurso de nuestra labor de acopio del material de observaciones se llegó a concretar la necesidad de desprenderse de la infundada y automática transferencia y aplicación de conceptos válidos en algunos países del Hemisferio Norte, pero cuyas condiciones físico-geográficas son muy diferentes de las nuestras. Tales "teleconexiones", por ahora, no son sino conjeturas que no conducen a la solución del problema. Las resaltantes distintas condiciones físico-geográficas imperantes en nuestra zona árida, imponen una sola directiva al investigador: explorar a fondo lo que en realidad puede observarse en nuestro suelo, y procurar interpretarlo con la mayor corrección posible. El engranaje estratigráfico con el padrón del Hemisferio Norte

será tarea posterior y quizás más fácil y fértil que las nebulosas y prematuras sincronizaciones, basadas en opiniones subjetivas y especulaciones no respaldadas por la realidad.

Esto me obliga a una exposición detallada de la estratigrafía y de los métodos de trabajo utilizados en el campo y en gabinete. De esta manera creo posible ofrecer al lector todos los elementos necesarios para que se forme su propio juicio sobre la utilidad del método aplicado y de los resultados logrados en este trabajo, que, por supuesto, son también frágiles y susceptibles de mejoras en la parte interpretativa, como cualquier otro trabajo de ciencias naturales efectuado con métodos inductivos, que raras veces llegan a ser completos y por lo tanto axiomáticos.

La parte estratigráfica es esencial en la presente obra, ya que solamente disponiendo de una clara y fundada sucesión estratigráfica de formaciones y miembros correspondientes será factible atacar con éxito los problemas de la cronología, como también las tentativas de engranaje con el padrón boreal, la tectónica y la geomorfología.

La unidad esencial de la parte estratigráfica es la "formación", en sentido norteamericano. De las formaciones discriminadas, las más endebles son las mal expuestas y las de tipo de perforaciones, ya que el valor del material de los antiguos sondeos es dudoso. Las demás tienen definibles características litológicas y límites suficientemente precisos en su piso y techo.

Respecto de las rocas magmáticas y piroclásticas, procuro agruparlas en "asociaciones", dándoles una edad precisa o aproximada, según las pruebas disponibles. La asociación puede abarcar rocas ígneas no "consaguíneas" y de distinta composición mineralógica, pero de edad definida, que facilite la comprensión histórica de la evolución de la corteza terrestre. Esto significa que no se debe confundir una asociación con una provincia magmática u otra unidad genética, que agrupa las rocas "consaguíneas" del magmatismo terrestre. Asignando a la asociación plutónica o volcánica una edad fija o aproximada, cumplimos con las exigencias fundamentales de la investigación geológica, que debe ubicar las unidades y los acontecimientos no sólo en el espacio, sino también en el tiempo.

El argumento de que es fácil equivocarse en la ubicación cronológica de un ente ígneo no es consistente, pues lo mismo puede ocurrir respecto de las unidades sedimentarias, las cuales, no obstante su riqueza paleontológica, pueden mudar de edad en el transcurso de

la investigación. Ejemplo elocuente de esta inestabilidad es el actual rápido desarrollo y reestructuración cronológica del Paleozoico de nuestro país, ocurrido en los últimos 20 años.

En la parte estructural se han aplicado los métodos de control múltiple del movimiento, usado con éxito en la neotectónica europea, los cuales abren nuevas sendas de investigación. Considero esta parte de la presente exposición de ideas como la más vulnerable, especialmente en algunos detalles.

En un capítulo dedicado a la geomorfología de la zona se ofrece una regionalización totalmente nueva, basada en principios de la geomorfología explicativa y viviente (davisiana).

Los resultados logrados en distintos problemas de la geología del Pleistoceno discrepan sensiblemente con lo que había logrado en esta zona la investigación precedente. En suma, ofrezco al lector una tentativa para salir del punto muerto de la investigación del Pleistoceno en la zona pedemontana y buscar un enlace con los esfuerzos de los investigadores platenses bajo los auspicios de M. Teruggi, que con éxito van logrando la investigación del Pleistoceno bonaerense.

BREVE RESEÑA DEL CLIMA

El factor climático es fundamental para el entendimiento de los procesos físico-geográficos actuantes ahora y que actuaron en el pasado en la zona pedemontana de Mendoza. Según datos exhaustivos del trabajo de Knoche y Borzacov (1946 y 1957) y del Anuario de Mendoza de 1952, el clima de la zona en estudio se define como destacadamente árido. He aquí algunos datos extractados para nuestros fines.

El estado térmico del aire se caracteriza por los elevados valores de las máximas absolutas (42°) y por el promedio mensual de febrero (33°). Las mínimas absolutas descienden hasta -8° y su promedio del mes de julio se estima en $-7,2^{\circ}$. Estas cifras abarcan una gran amplitud máxima anual (50°) y también la amplitud promedia en 20° , cifras características de clima eminentemente continental. La amplitud de la variación diurna es también bastante alta de $12,5^{\circ}$ a $12,8^{\circ}$.

Las precipitaciones en ningún lugar alcanzan a 200 mm anuales. Estamos, evidentemente en una zona árida; el índice de aridez climática para todo el año es "árido a muy árido". La marcha anual de las precipitaciones tiene un marcado máximo estival, factor muy impor-

tante para el mantenimiento de la continua cubierta vegetal en el desierto, constituida por el monte y el bosque xerofítico. Las precipitaciones tienden a descargarse por medio de tormentas, que pueden ocasionar crecientes, a veces peligrosas y perjudiciales. La nubosidad es baja, el cielo queda preferentemente sereno, lo que favorece la evaporación sumamente fuerte. La humedad relativa del aire es baja.

Los vientos más frecuentes son del este y del sud (sudestada); este último rumbo es el resultante. Otros vientos son menos frecuentes (el Zonda y el SW).

Las expresadas características de clima destacadamente árido definen el predominio absoluto de los procesos exógenos del ciclo árido, lo que se aprecia en forma patente en la sedimentología y en la geomorfología de la zona.

Las condiciones climáticas y la ubicación de la zona pedemontana a sotavento respecto del Pacífico, son fruto y consecuencia del ascenso de la Alta Cordillera, ocurrido, como veremos más adelante, durante la fase principal del movimiento neotectónico.

RED DE DRENAJE

Bajas precipitaciones, junto con un clima caluroso en verano y elevadísima evaporación, impiden la formación de una red de drenaje autóctono y perenne en la zona pedemontana. Lo autóctono es una red de arroyos secos que sólo temporalmente conducen las aguas de alguna tormenta espasmódica veraniega.

Sin embargo, a pesar de la aridez de la zona pedemontana, la adyacente Alta Cordillera facilita la formación de ríos más caudalosos, que al salir a la zona árida pedemontana constituyen una red alóctona de drenaje, mantenida y alimentada por la fusión de las nieves y de los glaciares.

De esta manera, la mayor parte de la zona pedemontana desértica tiene una red alóctona caudalosa y perenne, que actúa geomorfológicamente como un exponente del ciclo fluvial.

Dos procesos, pues, físico-geográficos rivalizan con la aridez del clima y con el ciclo árido: las precipitaciones veraniegas y la red alóctona del avenamiento perenne. Esta doble faz de procesos actuantes —la aridez y la red alóctona— imprimen su sello inconfundible en el relieve de la zona pedemontana mendocina.

MAPA Y BOSQUEJO TECTÓNICO

El objetivo principal del mapa geológico es presentar una síntesis gráfica de la geología del Pleistoceno submontano de Mendoza. Los terrenos de mayor edad, por lo tanto, han sido representados solamente en forma esquemática, sin entrar en pormenores. Respecto al lineamiento tectónico, debo subrayar que las fracturas y los pliegues debidos a la neotectónica pleistocena han sido dibujados con relativa exactitud. La tectónica del Terciario no ha sido tratada sino en sus rasgos generales, en vista de su gran complejidad, y por esta razón tienen valor orientativo solamente. En esta oportunidad debo expresar un anhelo unánime de los geólogos que esperan una publicación por parte de Y.P.F. de un trabajo detallado dedicado a la tectónica de la cuenca cuyana, ya que el anticipo dado a conocer en el año 1960 resulta demasiado escueto. (Bol. Inf. Petrol. n° 320).

A. ESTRATIGRAFIA DEL PLEISTOCENO

I. FORMACION DE LOS MESONES

Generalidades. — Bajo el término del epígrafe se reúnen sedimentos aluviales preferentemente gruesos, fanglomerado, que constituyen una faja de abanicos coalescentes, una antigua bajada de edad eopleistocena, adosada al borde geomorfológico de la montaña (Cordillera Frontal) entre los ríos Mendoza y Diamante. La formación alcanzó en el naciente, con sus atenuadas vanguardias, la corona de la estructura de las Huayquerías de San Carlos, de modo que su extensión horizontal se calcula, en promedio, en 60 km. La gran bajada ya no presenta ahora su forma primitiva, pues con posterioridad, no sólo ha sido disectada por la erosión fluvial, sino también gravemente desmembrada por los movimientos neotectónicos de edad pleistocena.

En el corazón de esta bajada, constituida por la Formación Los Mesones, existe un gran vacío producido por el profundo Graben de Tunuyán. Felizmente el hundimiento del graben no alcanzó a destruir por completo las parcelas laterales de la gran bajada en el sur y norte, facilitando así no sólo la reconstrucción de la superficie tope, sino también la identificación de los afloramientos aislados, por método de la continuidad. De estas circunstancias surge la necesidad de describir la Formación Los Mesones en cuatro secciones o sectores naturales, debidos al seccionamiento natural. El tope o superficie original de la

Formación Los Mesones equivale al llamado Primer Nivel. Conservamos este término con un sentido puramente geomorfológico. La nueva denominación de la formación deriva de la nomenclatura local, por ejemplo, "Los Mesones" entre los arroyos Barranquero y Novillo Muerto, y otros parecidos como el Mesón del Plata y el de la Hoyada, localizados en el sistema del río Mendoza.

DESCRIPCIÓN Y AFLORAMIENTOS

1. *Sector pedemontano occidental.*

Abarca una estrecha faja de afloramientos articulados con el borde de la Cordillera y limitada por la cuenca hidrográfica del río Mendoza al norte y la del río Diamante al sur. Los fanglomerados yacen sobre las estribaciones aplanadas de la Cordillera y también sobre un banco de falla (Polanski, 1953), constituido por rocas paleozoicas y terciarias, cortadas en el naciente por fallas directas del Graben de Tujuyán.

En las cabeceras del arroyo Anchayuyo, que nace en la divisoria con el sistema fluvial del río Mendoza, la Formación Los Mesones aflora en forma de un arco abierto hacia el sur. En la divisoria misma la formación se encuentra a alturas de 2.380 m, mientras que en el sector adosado a la montaña, en el campo de la Aguadita, su superficie se halla desde 2.400 a 2.500 m. El sector oriental del arco yace sobre la corona del Terciario (Mogotes), en la Cuchilla del Mesón, a alturas que varían entre 2.420 a 2.430 m. Los rodados de rocas graníticas que yacen en la superficie acusan un avanzado grado de alteración. La cementación del fanglomerado es pobre, salvo en lugares en que aparece la tosca como cementante. La potencia total visible en la parte proximal a la Cordillera supera los 100 m, mientras que distalmente pierde espesor y en la Cuchilla del Mesón apenas alcanza los 50 metros.

La superficie tope del fanglomerado de la formación considerada ha sido disectada durante un ep ciclo de erosión fluvial, subsiguiente a su acumulación, y el relieve resultante puede clasificarse como maduro. El fondo de los valles está elaborado en los fanglomerados de la Formación Los Mesones y representa, a mi modo de ver, un subnivel de erosión; es decir, se trata de una terraza cíclica de erosión, elaborada y encajonada en la superficie tope de Los Mesones, y no un nivel de agradación independiente. De modo que geomorfológicamente se observa el Primer nivel con su superficie tope y una terraza I A.

La faja de afloramientos que comienza en el campo de la Aguadita se prolonga hacia el sur cubriendo un banco de falla. En la Meseta de los Manantiales la superficie tope descende desde la boca del arroyo Guevara desde los 2.250 hasta los 2.145 metros.

El curso pedemontano del río La Carrera cruza un excelente pedimento constituido por vulcanitas neopaleozoicas. Sobre el pedimento descansan fanglomerados en forma de manto discontinuo. La superficie tope de la formación baja desde la montaña en forma paulatina (con una pendiente de 2,5 a 4 grados), engranando con el paisaje maduro en la Cordillera.

En la desembocadura del río de Las Tunas, en el piedemonte, la situación es algo confusa. De la superficie actual desaparece el banco de falla junto con los fanglomerados de Los Mesones de su corona, dando lugar al desarrollo de un formidable abanico, mucho más joven, cuyo ápice, se introduce hasta la montaña misma. Un remanente de la formación Los Mesones se encuentra a unos 2.280 m de altura, a ambos costados de un arroyo seco que nace en las pendientes del cerro Chupasangral (3.003 m) y que desemboca en el río de Las Tunas, cerca del puesto de la Gendarmería de Santa Clara.

Hacia el sur del río de Las Tunas estamos frente a un nuevo campo, más grande, cubierto por la Formación Los Mesones y a varias parcelas también grandes del Primer Nivel con su respectivo subnivel A, en muy buen estado de conservación. El formidable desarrollo de la formación está relacionado con dos arroyos andinos, el de Barraquero y el de Novillo Muerto, los que en el tiempo de la deposición de la formación se unían a la salida de la montaña a una altura de 2.250 m. construyendo sobre el pedimento un abanico aluvial de grandes dimensiones.

Los fanglomerados yacen en este campo, llamado Los Mesones, sobre un zócalo aplanado y elaborado en rocas metamórficas y magmáticas del pedimento. La máxima potencia del fanglomerado se encuentra cerca del ápice, pero no sobrepasa los 50 m, mientras que distalmente merma hacia el naciente.

Finalizada la sedimentación del abanico constituido por los fanglomerados, los ríos gemelos se separaron y se desviaron de la parte axil del abanico hacia sus bordes. Gracias a este desvío se han conservado, no sólo la formación, sino también la superficie originaria del tope de la misma.

El arroyo Novillo Muerto fue desalojado hacia el norte y el Barraquero capturado y desviado hacia el sur.

En el arroyo Barraquero, que antes corría por la cañada de los Manantiales, se ve un sector del Segundo Nivel, en un valle encajonado en el Primer Nivel.

Sin embargo, en la época de la formación del Segundo Nivel, el arroyo Barraquero había sido desalojado del valle de la cañada de los Manantiales merced a la captura efectuada por un arroyo paralelo. El codo de captura se destaca notablemente bien. La cañada de los Manantiales fue decapitada, y el valle, abandonado por el río, quedó como un *madrejón seco y desprovisto de agua corriente*.

Desde la boca del Barraquero hasta aproximadamente, la altura de Pareditas, encontramos una porción de la faja pedemontana proximal que se caracteriza por una progresiva mejor exposición de los Mesones, a pesar de la existencia de sectores de desarrollo atípico. Me parece que esta última peculiaridad debe relacionarse con un juego de fracturas jóvenes, posteriores a la elaboración del Segundo Nivel. Estas fracturas cortaron la parte baja de la montaña y la zona pedemontana adyacente, originando el descenso de bloques, de modo que en la zona pedemontana los fanglomerados de la Formación Los Mesones están sepultados completa o parcialmente por los fanglomerados de la Formación Las Tunas, cuya superficie se encuentra casi al nivel de los antiguos fanglomerados, lo que dificulta la identificación de éstos cuando tienen diversas edades.

Entre los arroyos Barraquero y del Nabo atribuimos a la Formación Los Mesones, en forma condicional, los siguientes aislados asomos de fanglomerados gruesos en la parte baja de la montaña: Cerro Moro (1.509 m.), Rodeos de los Chanchos (1.600 m), Portezuelo Ancho (1.585 m), Casa de las Peñas y varios menores. El Segundo Nivel se halla en la cañada del Totoral, a una altura de 1.420 m.

En la boca del arroyo Grande del Portillo hay solamente dos afloramientos de rodados atribuibles con reservas a la formación; el primero, muy desgastado, se encuentra a unos 2.530 m de altura y el segundo, entre 1.900 y 1.880 m, en las estribaciones septentrionales del cerro Manzano, frente a Los Puntanos y a 4 km al oeste del Manzano Histórico.

Hacia el sur y sobrepasando los 1.500 metros, encontramos tres asomos mayores del fanglomerado grueso descansando sobre el Proterozoico con una potencia máxima visible de 50 m; son ellos el de la

Quebrada de Ferreyra, el de Trancas y el de la boca del arroyo Manzano, en el campo del Haras General Las Heras.

La situación en este último afloramiento es la siguiente (ver perfil n° 5): el Primero y el Segundo Nivel están relacionados con una colada de basalto que termina bruscamente frente del puesto Punto de Loma. La formación Los Mesones se encuentra en la corona de la loma Barranca Colorado (1.547 m), constituida por el Proterozoico. La verdadera base de la formación, según creo, aflora en el fondo de la quebrada de los Morteros, debajo de una colada basáltica. Esta colada cubre un fanglomerado grueso, con matriz arenosa, estratificado. Se encuentran bloques de hasta 2,8 m de diámetro, todos ellos con superficies típicas de transporte fluvial.

No creo posible interpretar esta fracción del fanglomerado como una agradación independiente; sería más factible ver aquí, como en otros lugares, la parte basal de la Formación los Mesones desgastada, quizá el subnivel I-A, que luego ha quedado recubierto por la colada basáltica. Pasando al sur, al arroyo Manzano, observamos que la colada basáltica está desgastada por la erosión y forma una terraza a la altura de 1.475 metros, cubierta por fanglomerado muy grueso, con algunos bloques enormes, que creo posible homologar con el llamado Segundo Nivel (o sea, la Formación La Invernada). La situación es idéntica a la que se encuentra en el arroyo Grande del Portillo.

En el ambiente de la boca del río Tunuyán, en su salida a la zona pedemontana, los restos de Los Mesones comienzan a aparecer con mayor claridad, pese a la dificultad, siempre presente en esta zona, que ofrece la poca seguridad de elementos de juicio para la discriminación clara de los distintos niveles fanglomerádicos.

Remontando el camino de Agua y Energía Eléctrica aguas arriba, encontramos en la margen septentrional del río, antes de llegar a la boca del arroyo Los Lumes, un interesante perfil.

La superficie del Tercer Nivel (Formación Las Tunas) se encuentra a una altura de 1.280 a 1.300 m; la base del perfil son rocas ígneas tardiovariscicas, desgastadas hasta el nivel de los 1.910 m; sobre ella yacen 45 a 50 m de fanglomerados arenosos, constituidos por rodados fluviales y bloques grandes, y en su corona se encuentran hasta 50 m de tobas aglutinadas y ceniza con piedra pómez, que pertenecen al miembro superior de la Asociación Piroclástica Pumícea.

En el fanglomerado se nota una pequeña terraza de erosión, quizá el subnivel I-A del Primer Nivel. A ambos lados de la roca del río

Tunuyán, en el pedemonte, afloran también remanentes de la Formación Los Mesones, gruesos ahí y descompuestos en la superficie, de vez en cuando cementados con tosca y cubiertos por residuos de ignimbritas. La superficie tope baja desde 1.280 a 1.140 metros en la boca del arroyo Miranda, al volcarse en el río principal. En la base de Los Mesones aflora, en tres lugares, el cenoglomerado del Quemado, de edad pliocena (Polanski, 1961).

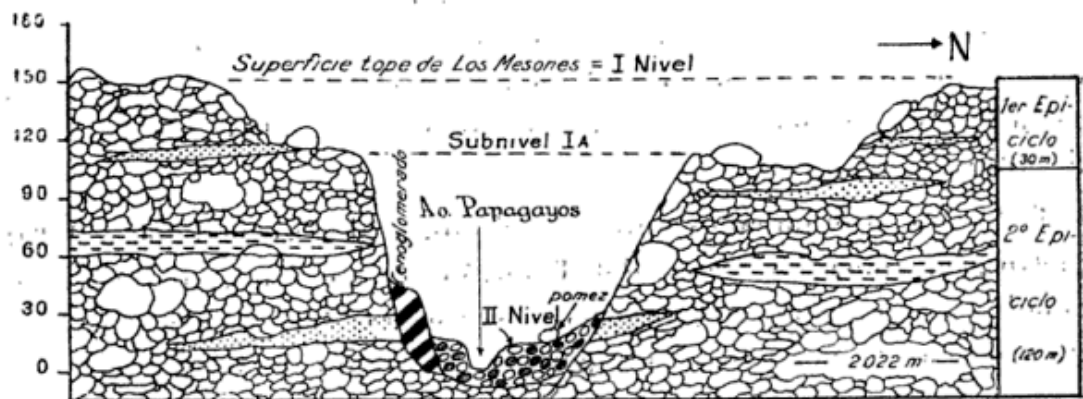
La Formación Los Mesones se encuentra también en la margen austral del río Tunuyán, cerca de su boca, a poca distancia al oeste del Puesto Quiroga, a una altura que varía entre 1.260 y 1.280 metros. En la superficie yacen detritos de la cubierta piroclástica pumícea, en forma de vitrófiro (para más detalles, ver pág. 68). La superficie de Los Mesones, fuertemente disectada, baja a la terraza correspondiente a la Formación Las Tunas mediante un escalón de 30 metros de altura.

Todos los afloramientos antes descriptos, a alturas de 1.260 a 1.280 metros, en ambas márgenes del Tunuyán, pertenecen con toda seguridad a la agradación que originó la Formación Los Mesones, a pesar de que, en algunos casos, la superficie actual puede pertenecer a la terraza de erosión correspondiente al Primero o al Segundo Nivel. En el dique de Uco se encuentra el último asomo oriental de Los Mesones, el cual descansa sobre el Cenoglomerado del Quemado (Polanski, 1961), cortado a su vez por una falla directa que provocó el hundimiento del graben de Tunuyán y la desaparición de la Formación Los Mesones de la superficie.

Más al sur del río Tunuyán los afloramientos de la Formación Los Mesones están mucho mejor desarrollados; sus fanglomerados descansan sobre el zócalo, bien expuesto, elaborado en las rocas ígneas neopaleozoicas, y asoman en los siguientes puntos: puesto La Aguada (1.290 a 1.300 m), lomitas en el campo del Cepillo y parcelas mesetiformes mayores en la boca del arroyo Alvarado, donde el cerro Challet (1.415 m) tiene sobre la corona de rocas graníticas un fanglomerado de 15 m de potencia, con bloques de hasta 60 toneladas. En la boca del arroyo mencionado, a unos 1.430 m de altura, se conserva otro remanente con un bloque de andesita de aproximadamente 6 m de diámetro. En este paraje asoman otros diversos niveles, a una altura de 1.320 a 1.360 m, que, según creo, deben representar la parte rebajada de Los Mesones. Termina este conjunto de afloramientos en el sur, en la Lomita Morada (1.428 m) y en el cerro Moro (1.486 m).

En la cuenca del arroyo Yaucha aparecen también restos mesetiformes constituídos por fanglomerados gruesos, adheridos al borde geomorfológico de esta parte de la Cordillera Frontal. Los fanglomerados gruesos, con potencias de 30 a 52 metros, yacen sobre un banco de falla constituido por granito y vulcanitas neopaleozoicas en la loma Grande de Yaucha y el cerro Chacay. La superficie tope está en Chacay, entre 1.590 y 1.640 metros, y en la loma Grande de Yaucha, a los 1.895 metros.

En el cerro Negro de Yaucha (2.031 m), que descuella unos 40 m sobre la amplia bajada de edad menor, se ve un remanente meseti-



Perfil No 1. — Corté transversal en el Pto. J. Castro, en la salida del Ao. Papagayos al pie del monte

forme excelentemente conservado de la Formación Los Mesones. El yacente no aflora en ningún lugar. El cerro está formado por fanglomerados, rodados y algunos bloques mayores de origen fluvial, con matriz gruesa, arenosa, sabulítica. El espesor total, calculado debe superar los 60 metros. Este islote mesetiforme está ahora separado de la montaña por un valle transversal elaborado en los fanglomerados de la formación y que corresponde, evidentemente, al Segundo Nivel, bien desarrollado en los alrededores.

Tanto el cerro Negro como el Segundo Nivel han sido cortados por una fractura directa posterior, de rechazo moderado, lo que hace pensar que la falla muere en aquella zona.

El penúltimo afloramiento de importancia fue examinado en la margen austral de la boca del arroyo de la Cruz de Piedra y presenta la forma de un abanico muy chato, que engrana con la montaña a una altura de 2.170 m al sudeste del Refugio Militar Coronel Alvarado. A esa altura sólo aflora la roca proterozoica en forma de pe-

dimento. Este pierde altura hacia el naciente y se hunde por debajo de la cubierta aluvial, gruesa, con bloques grandes de granito y cuarcitas en la superficie. La matriz del fanglomerado, levemente estratificado, es arenosa sabulítica. Se observan algunas lentes de arena fina intercaladas. En la superficie de la formación yacen muchos rodados alterados y, localmente, el fanglomerado está cementado por tosca. La máxima potencia medida alcanza los 40 m, y la inclinación de la superficie tope (Primer Nivel) es de unos 3,5 grados.

El último afloramiento austral de la faja pedemontana se encuentra en la boca del arroyo Papagayos, en los alrededores del puesto Castro (Perfil nº 1).

Los Mesones se exhiben aquí como una espesa acumulación (130 a 150 m) de fanglomerado, cuyos términos superiores se destacan por el predominio de material elástico grueso, mal seleccionado, con algunos bloques grandes, mientras que los términos basales de la formación acusan una mejor selección y estratificación del material clásico fino (arena, más limo, más sábulos).

La superficie tope (Primer Nivel), que se encuentra a una altura de 2.200 m, ha sido levemente disectada por antiguos valles playos con terrazas de erosión que en algunos casos se encuentran ahora desprovistos de corrientes de agua, formando playos valles secos.

2. Cierre austral. Bajada del Diamante.

El cierre austral está formado por los abanicos aluviales coalescentes del sistema fluvial del río Diamante, situado ya fuera de la zona de estudio detallado. Esta zona será investigada en detalle más adelante, pero puedo ahora ofrecer al lector algunos datos reunidos durante la campaña de relevamiento de la Hoja 26c-La Tosca (Polanski, 1954). Además hay varios trabajos ya publicados sobre el tema, como por ejemplo Groeber (1952), Dessanti (1956) y otros inéditos: Rodrigo (1949), Böehm (1939) e Yrigoyen (1952), que utilicé en esta descripción. En esta área algunos investigadores encuentran de preferencia morenas y otros sólo niveles pedemontanos constituídos por sedimentos aluviales. En realidad, en toda la zona pedemontana considerada no se observa depósito alguno que litológica y geomorfológicamente pueda pretenderse clasificar como till, morena o cualquier otro ente glaciario. Estoy en pleno acuerdo con el grupo de investigadores que describen en la zona grandes y bien conservados abanicos coalescentes, del sistema del Diamante, constituídos por fanglome-

rados, y disectados con posterioridad por la red fluvial hasta convertirlos en franjas paralelas orientadas de poniente a naciente. La superficie originaria de estos remanentes del abanico es fácilmente reconocible como la superficie tope de Los Mesones, o sea, el Primer Nivel. Se adosan a las estribaciones orientales de la Cordillera a alturas absolutas que aumentan de norte a sur. Así, entre los arroyos Papagayos y Hondo se hallan a 2.400 metros, pero en la boca del río Diamante alcanzan los 2.500 a 2.600 m por término medio. La superficie tope de la Formación, o sea el Primer Nivel, se presenta aquí también como una antigua bajada, por suerte moderadamente disectada.

La disección y el desgaste de la superficie tope de la formación aumentan hacia el naciente. En esa dirección crece también el relieve, pero tan sólo a lo largo de la red de drenaje (Cortadera, Hondo, Carrizalito y Diamante), mientras que los interfluvios siguen siendo llanos y mesetiformes.

En el ambiente del río Diamante la formación está constituida también por fanglomerados, más finos en la base y más gruesos en la parte superior, donde con frecuencia yacen bloques enormes de hasta 5,2 metros de diámetro. La matriz es arenosa sabulítica, con lentes arcillosas. Faltan por completo el till, las morenas y los relaves glaciares. Algunas lomas chatas y alargadas en sentido E-W no son depósitos glaciares, sino antiguos albardones de las crecientes a lo largo de canales consecuentes, ahora secos. En estos albardones se observan amontonamientos de rodados y algunos bloques. Este material aluvial grueso es el que queda inmovilizado por pérdida de velocidad en los bordes de la red de drenaje.

Cerca el borde de la montaña los espesores del fanglomerado alcanzan, a lo sumo, 100 a 120 metros, mermando rápidamente hacia el naciente; en la estancia Arroyo Hondo, a una altura de 2.000 metros, los espesores máximos visibles oscilan entre 40 y 60 metros; en la loma de los Corralones (1.820 a 1.900 m) bajan a 20 metros, y a unos 45 km de distancia del borde de la Cordillera, en el paraje denominado lomas de las Piedras Blancas (1.800 a 1.809 m), asoman con espesores no mayores de 4,5 metros. Por último, más hacia el naciente, se encuentran en la superficie sólo bloques y pedregones aislados, residuales, que, según supongo, se relacionan con la formación Los Mesones. Los últimos los he encontrado a una distancia de 60 a 65 km de la montaña.

La estructura del Bloque de San Rafael ha sido también cubierta y sepultada por los fanglomerados de Los Mesones. Dessanti (1956) ha descrito varios afloramientos aislados de rodados, los cuales homologa con buenas razones con el Primer Nivel. Los más distales se encuentran a alturas que varían entre 1.590 y 1.610 metros, a distancias de 45 a 50 km del borde geomorfológico de la montaña. Los llamados "bloques colgantes", ubicados en diversas partes, no son más que residuos del desgaste del mencionado fanglomerado y no tienen nada que ver con un englazamiento.

Presentaré algunos datos que caracterizan el gradiente de la superficie tope actual de la formación Los Mesones a lo largo del afloramiento más continuo, entre el cerro Achagaray y Piedras Blancas: la inclinación del sector proximal a la montaña es de unos 4 grados, pero disminuye a 3 cerca de la curva de nivel de los 2.000 metros, frente al volcán cerro Arroyo Hondo. En el sector más alejado de la montaña, comprendido entre la loma de Corralones (1.849 m) y Piedras Blancas (1.809 m), la inclinación es ya insignificante (menor de medio grado).

De lo expuesto se deduce que el cierre sur está constituido por el gran abanico o sea la Bajada del sistema del río Diamante, que se conserva en el sector N relativamente completo y sin ser afectado por movimientos tectónicos posteriores. El cierre sur se establece como puente lateral entre la zona pedemontana de afloramientos de la formación Los Mesones y la zona distal, situada en las Huayquerías de San Carlos.

3. Sector oriental o huayqueriano.

Es evidente que los afloramientos pedemontanos de la formación Los Mesones, adyacente a la montaña, debieran tener alguna prolongación distal hacia el nacimiento, tal como hemos visto en el abanico del río Diamante, cuyo extremo terminal dista por lo menos 65 km del borde geomorfológico de la Cordillera.

Hace ya muchos años que los investigadores notaron la presencia de niveles de rodados gruesos salpicados con algunos enormes peñones en las Huayquerías de San Carlos (de Carles, 1912; Frenguelli, 1934). Sin embargo, sólo Feruglio (1932-35), y sobre todo Dessanti (1956), han equiparado estos niveles con el Primer Nivel de la zona pedemontana, o sea la superficie tope de Los Mesones.

Esta formación tampoco falta en el flanco occidental del Bloque

de San Rafael, en los costados orientales del valle de los Papagayos, de modo que se incluye también esta corta extensión en el sector oriental.

Quiero poner en claro, para el lector, las dificultades de la investigación exacta de este flanco. Los remanentes están muy desconectados entre sí y son de poca potencia, tal como ocurre siempre en las zonas distales de los abanicos aluviales, que suelen encontrarse fuertemente rebajados y desgastados, desprovistos de su matriz fina por el lavaje ácuo y la deflación; de modo que en la superficie queda una capa de rodados fluviales sin matriz (pavimento) y uno que otro bloque grande cuyo parentesco con determinado nivel es difícil discernir.

Otra dificultad estriba en la existencia de varios afloramientos secundarios de rodados fluviales redepositados por el agua o desplazados por reptación gravitacional. Para poder identificar los restos de los niveles originarios no he podido recurrir a otro método que el hipsométrico.

En las huayquerías los asomos relacionables con Los Mesones aparecen casi siempre en forma mesetiforme, debido a la protección del manto de rodados gruesos que cubre el friable yacente terciario. Esta inversión geomorfológica es perceptible a simple vista y no requiere explicaciones.

Comenzamos la descripción desde la boca del arroyo de los Papagayos, en la zona pedemontana, buscando la prolongación altimétrica de los afloramientos de nuestra formación. Ya dijimos que comienzan en el refugio Coronel Alvarado, a una altura de 2.170 metros.

En las márgenes australes del arroyo de los Papagayos los fanglomerados afloran casi a esa misma altura en el Divisadero Marquino (2.185 m); descienden luego en el Rincón, a 1.834 m, y en la Bajada de los Papagayos, a 1.786 m. En este punto la ruta 40 tajó el borde alto del valle de los Papagayos, destapando fanglomerados gruesos, rodados fluviales gruesos y bien esféricos, con pedrejones mayores, cuyos diámetros alcanzan hasta 2 m. Dicho fanglomerado está cubierto por material piroclástico pumíceo, pero su base no es visible.

Los siguientes son afloramientos de rodados andinos, homologables con Los Mesones, al oeste del volcán basáltico cerro de Los Leones, donde los abundantes y gruesos rodados andinos yacen sobre el Terciario, a una altura de 1.610 a 1.630 m. En la barda del paraje Agua de los Quirquinchos, constituida por areniscas pardas y limos tunuyanenses, descansan a una altura de 1.440 a 1.450 m rodados fluviales

gruesos con bloques grandes (de hasta 0,7 m) de basalto, granodiorita, granito rojo y del basamento metamorfizado.

Después de un tramo sin afloramientos visibles, asoman otra vez, ya en la misma huayquería, gravas, rodados fluviales y bloques en zócalos mesetiformes a lo largo de la Barda Salada, en los siguientes puntos:

Agua de Juancho	1.245 - 1.270 m
Cabeceras del río Seco Agua Verde	1.200 - 1.210 m
Río Seco de la Tierra Blanca	1.187 - 1.190 m
Río Seco de los Potreros	1.132 - 1.140 m
Río Seco de la Salada	1.110 m
Pozo Barda Blanca de Y.P.F.	1.110 m
Pampa del Muerto y Cerro Negro	1.040 - 1.066 m
Punta Barrancas	1.040 - 1.050 m

Este último afloramiento está muy desgastado y se manifiesta solamente por bloques aislados de hasta 3,8 m de diámetro. En los alrededores de la Represa Zampal y, finalmente, en la Loma Puntuda existe un acopio de grandes bloques encontrados por Yrigoyen (en Groeber, 1954). El más grande de ellos supera las 100 toneladas. En el sector huayqueriano de la Formación Los Mesones, la potencia máxima visible no pasa de los 10 m; los clastos y bloques provienen de rocas andinas muy redondeadas y, lo que es bastante común, de basalto. A partir del cerro Negro (1.040 m), abundan rodados de rocas mesozoicas de la Cordillera Principal aportados por el río Tunuyán. El autor de este trabajo, como así también ninguno de los otros investigadores, ha encontrado bloques estriados ni tampoco pentágonos típicos de till.

Al considerar la estrecha faja de afloramientos referibles razonablemente a la parte distal de la Formación Los Mesones como un ente fisiográfico, apreciamos que desde la boca del arroyo de los Papagayos hasta la Loma Puntuda, la faja traza una curva sigmoide, cuyo rumbo cambia de oeste-este a sur-norte para seguir al noroeste. La superficie pierde altura desde la montaña hasta la punta terminal a modo de terraza de agradación.

La longitud total de esta faja se calcula en, aproximadamente, 135 km. Su superficie va perdiendo altura, y desde los 2.185 m. iniciales baja a 870 m en la punta final, o sea unos 1.315 m, lo que da un gradiente general de 1 % aproximadamente. Pero este gradiente total es poco elocuente frente a la gran longitud de su trayecto. Los gra-

dientes parciales de diversos sectores revistan los siguientes valores numéricos:

Divisadero Marquino - Bajada de los Papagayos	2,6 %
Bajada de los Papagayos - Agua de los Quirquinchos	1,5 %
Bajada de los Papagayos - Juancho (faltan datos exactos) .	1 %
Juancho - Cerro Negro (1.040 m)	0,51 %
Cerro Negro - Loma Puntuda	0,37 %

Estos valores no difieren en lo esencial de los calculados para el gradiente de la superficie del abanico del río Diamante y atestiguan las condiciones de un perfil equilibrado en dadas condiciones geográficas.

Cierto es que las pendientes, muy suaves cerca del extremo distal de la trayectoria, no han favorecido el arrastre de rodados grandes y de bloques; pero nuestros cálculos no tienen en cuenta las probables deformaciones posteriores que pudieron modificar la pendiente originaria, que por lo tanto debe interpretarse como el gradiente mínimo posible. Además, la poca inclinación siempre podría ser vencida por grandes caudales de agua corriente, crecidas y corrientes de barro, etc.

Resumiendo lo expuesto, llegamos a las siguientes conclusiones:

1. La faja distal de fanglomerados gruesos, de la Formación Los Mesones que yacen angularmente sobre el Terciario dislocado y decapitado, se relacionan con la red hidrográfica consecuente (véase bosquejo n^o III). Un río-colector, periférico, comenzó a formarse a principios del Pleistoceno (quizás Papagayos).
2. Esta faja es posterior a la elaboración de la Gran Meseta del Guadal y de mayor edad que el Segundo Nivel, o sea la Formación La Invernada, que se encuentra a menor altura.
3. La faja se articula en la boca del arroyo de los Papagayos, con los afloramientos pedementanos de la Formación Los Mesones, con su Primer Nivel y un subnivel respectivo.

4. *Cierre septentrional.*

Hacia el norte se aprecia un cierre-puente parecido al cierre austral, pero algo más deformado por la tectónica y la erosión. Desde el punto de vista estructural se presenta acá un plegamiento fallado, conocido por la excelente investigación de los geólogos de Y.P.F. bajo la denominación de Estructura de Tupungato y de Lunlunta-Barrancas.

Ya se dijo antes que la Formación Los Mesones aflora con una considerable potencia a una altura de 2.500 m, en la divisaria que separa los tributarios del río Mendoza de los de Tunuyán y adosada a la montaña.

Un estrecho graben, el de La Carrera, relleno con fanglomerados de Las Tunas y limos loessoides, separa estos afloramientos pedemontanos de la cuchilla del Mesón (2.456 m) coronada con una espesa capa de rodados fluviales gruesos, con algunos bloques mayores, que se asientan angularmente sobre Los Mogotes. Más lejos, hacia el naciente, existe otro graben, el de la cañada de Pereyra, que separa la formación en cuestión, que culmina en la cuchilla del Mesón, de la cuchilla del Camino y el cerro Bueyes (1.850 m).

Una capa de fanglomerados gruesos, de potencia no menor de 25 m, del cerro Bueyes, yace también sobre el Terciario plegado. Para más detalles, véase Feruglio (1932-35).

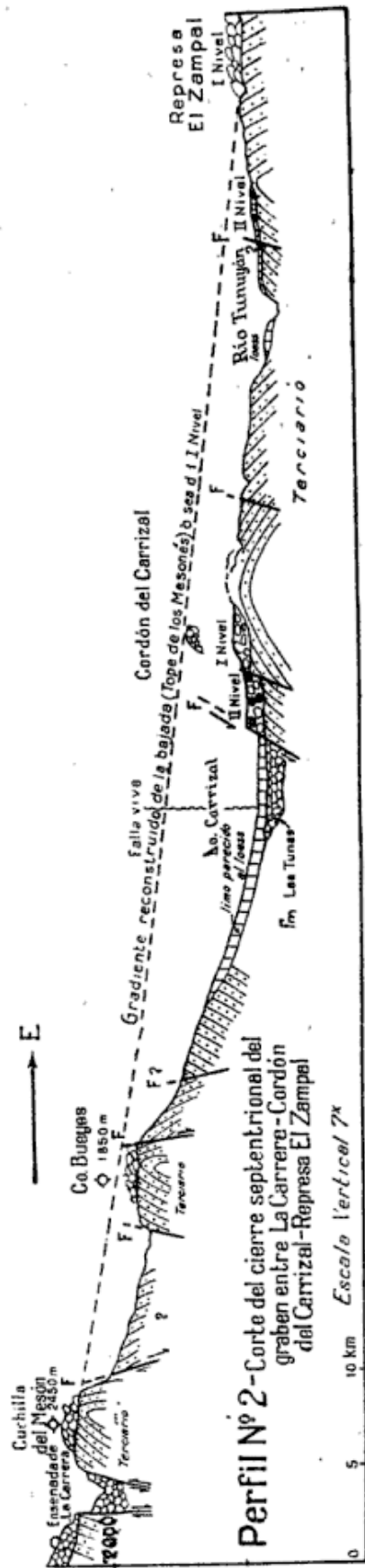
La superficie tope de Los Mesones pierde altura hacia el naciente, desde 2.500 a 1.850 m, con un gradiente de 2,8 a 3 % (véase el perfil n° 2).

A partir del cerro Bueyes, el terreno pierde altura rápidamente hasta el arroyo del Carrizal (925 m), donde un escalón de 20 a 25 m lleva al nivel de fanglomerados gruesos homologables con el Segundo Nivel (940 m) y, finalmente, otro escalón de 50 a 60 m conduce a la superficie de la formación fanglomerádica Los Mesones, que aquí se encuentra a unos 1.000 metros de altura, adosándose a la Cuchilla del Carrizal.

La distancia entre el cerro Bueyes y el último afloramiento es grande, 26-27 km, y, por lo tanto, la conexión entre ambos afloramientos podría ser objetable. Sin embargo, teniendo en cuenta que a los 840-845 metros de altura asoma en el Carrizal el Segundo Nivel (La Invernada), y a menor altura aún el Tercer Nivel (Las Tunas), cubierto por limo parecido al loess, tenemos buenas razones para ver en el afloramiento del cordón del Carrizal, a 1.000 m de altura, un asomo de la prolongación de Los Mesones hacia el naciente.

Llama la atención lo elevado del gradiente de la superficie del abanico en este sector tan alejado de la montaña. Entre el cerro Bueyes y el Carrizal, el gradiente alcanza a 3,3 %, valor que es típico para la zona apical del abanico en la proximidad de la montaña.

Podemos encontrar una explicación plausible de este fenómeno anormal, en los movimientos de bloques posteriores a la sedimenta-



Perfil N° 2-Corte del cierre septentrional del graben entre La Carrera-Cordón del Carrizal-Represa El Zampal

Perfil N° 2. -- Corte del cierre septentrional del graben entre La Carrera-Cordón del Carrizal-Represa El Zampal

ción de Los Mesones. En el mapa y en el perfil se ve claramente que este trayecto está muy afectado por fallas de menor edad, de modo que el bloque oriental con el cordón del Carrizal debe ser considerado como un bloque hundido con respecto al elevado, o quizás fijo, del cerro Bueyes. Este fenómeno explicaría el gradiente desusadamente empinado de este segmento del abanico.

Hacia el naciente encontramos rodados y fanglomerados de 30 a 32 km de distancia en la represa Zampal, a los 950 m de altura, situada en el sector huayqueriano. En esta zona el gradiente es muy pequeño (0,17 %).

La curva del gradiente equilibrado original de la superficie primitiva de la formación Los Mesones sólo puede ser reconstruida si se acepta un rechazo de 200 m del bloque Carrizal-Lunlunta con respecto al cerro Bueyes.

En este caso, el gradiente del segmento Bueyes-Carrizal hubiera sido del 1,5 % y el último sector, hasta la represa Zampal, de 0,7 %. En otras palabras, tendríamos para la superficie primitiva de Los Mesones un gradiente homologable con el del gran abanico del Diamante.

Litología de la formación Los Mesones. — La roca principal de la formación Los Mesones, ampliamente difundida en la zona pedemontana proximal, es un fanglomerado grueso con bloques grandes que, distalmente, pasa a un sedimento de mayor selección granulométrica y de estratificación más pronunciada.

La matriz del fanglomerado es arenosa sabulítica, y las lentes de arcilla y limo son elementos accesorios. La alternancia del fanglomerado con los pequeños bancos de lentes de arena y limo de reducida potencia no indica cambios grandes en el régimen climático, sino una continua migración de los cauces trenzados en la superficie de los abanicos pedemontanos coalescentes.

En los perfiles submontanos se aprecia un aumento del tamaño de los rodados fluviales y de los peñones, pero la mayor concentración de bloques grandes y muy grandes en la superficie tope actual se debe al desgaste erosivo y selectivo posterior. La eliminación de la matriz descarta por completo cualquier tentativa de interpretación genética de estos bloques sueltos. Espero, sin embargo, que el hallazgo del sedimento completo y originario en algún punto permitirá resolver el problema de origen de los bloques, tal como ocurrió en el caso del Cenoglomerado del Quemado (Pelanski, 1962).

El perfil más completo y típico de la formación, se encuentra en el paraje Los Mesones, en el ápice de la bajada al arroyo Novillo Muerto.

De arriba hacia abajo:

- a) 32,0 m Fanglomerado muy grueso, constituido por rodados y elastos angulosos y bloques grandes de rocas de la adyacente cordillera. La matriz es gruesa y la estratificación muy deficiente, sobre todo en la parte superior del perfil. Hacia abajo aumenta la cantidad de matriz y la estratificación se destaca mejor.
- b) 0,2 - 0,5 m Lente de limo y arena limosa.
- c) 3,5 - 4,0 m Fanglomerado grueso, levemente estratificado; abajo aparece limo en la matriz.
- d) 3,0 m Rodados fluviales en matriz limosa.
- e) 0,7 m Limo de origen eólico, parecido al loess, sin estratificación.
- f) hasta 1,2 m Rodados fluviales y material anguloso, sin matriz.

El contacto con el pedimento elaborado en rocas proterozoicas no se observa en el perfil mismo, pero con frecuencia aflora en los alrededores.

La interpretación de este perfil es la siguiente. La elaboración del pedimento tuvo lugar durante, un lapso prolongado, en condiciones de clima árido (limos parecidos al loess). En los rodados y escombros que yacen inmediatamente sobre el pedimento, falta o escasea la matriz, como ocurre con frecuencia en los pedimentos de Utah y Arizona (Yi Fu Tuan, 1959). El sedimento, parecido al loess, indudablemente cólico, se relaciona con el auge del clima árido, mientras que las capas que cubren al limo similar al loess indicarían un pasaje a clima algo más húmedo. Los últimos 32 m de fanglomerados de la formación se relacionan con un régimen fluvial muy activo, con ríos caudalosos capaces de extraer de la montaña grandes masas de detrito grueso, que comenzó a acopiarse en la zona pedemontana.

Sería erróneo pensar que este material grueso, extraído de la montaña, se formó necesariamente en forma simultánea con la sedimentación en el pedemonte, durante una época húmeda. Por el contrario, el acopio de escombros de meteorización en la montaña tiene lugar preferentemente en las épocas áridas y semiáridas. Bajo condiciones de clima árido, la meteorización semidesértica produce grandes, hasta enormes, masas de detrito "in situ" que, por falta de corriente de agua, no pueden ser evacuadas de la serranía.

Este proceso sólo tiene lugar en la época subsiguiente, más lluviosa, que origina el incremento en los caudales de los ríos de tal modo que

éstos pueden mover y exportar la carga pétreo y originar abanicos fluviales en el pedemonte. Es muy probable que en este proceso haya habido intervención tectónica. En resumen, podemos suponer, sin que sea posible afirmarlo en forma categórica, que el proceso de acumulación de masas de detrito grueso de Los Mesones en la zona pedemontana se relaciona con dos procesos simultáneos actuantes en el área montañosa: el ascenso neotectónico de la serranía y el aumento de las precipitaciones.

Dadas las grandes extensiones distal y lateral de la formación, los espesores cambian de tal manera que sólo se pueden apreciar los máximos en la zona pedemontana (hasta 100 y más metros) y los mínimos en la zona huayqueriana (5 m).

Calculando la longitud de la bajada constituida por Los Mesones en unos 100 km, el ancho de la misma en 50 km, término medio y la potencia original promedio en sólo 20 m, llegamos a un volumen de detrito de 100 km³ para la formación Los Mesones. Esta cifra, por supuesto, no es más que una aproximación "grosso modo", un dato orientativo que ilustra, mejor que cualquier otro razonamiento, el aserto de que tales volúmenes de detrito desplazados de una montaña deben relacionarse con un ascenso coetáneo de la estructura andina, o sea, con un rejuvenecimiento del ciclo fluvial, y no sólo con un cambio climático.

Edad. — Los sedimentos de la formación no brindan datos algunos, ni paleontológicos ni de otro tipo, que tenga valor para determinar su edad. La base de la formación se presenta como un plano de destrucción elaborado en formaciones de mayor edad que el Pleistoceno. Este plano corta al Tunuyanense y a Los Mogotes plegados. Groeber ubica este movimiento que afectó la estructura de las Huayquerías, en las postrimerías del Plioceno. Tal como hemos dicho, el límite entre el Plioceno y el Pleistoceno es dudoso y aún no ha sido estudiado en forma exhaustiva. Pese a ello, el mencionado concepto de Groeber es, por el momento, el mejor de que disponemos actualmente. Aceptando que este movimiento se sitúa en el límite entre el Plioceno y el Pleistoceno, podemos deducir que la época de acumulación de los fanglomerados gruesos de la formación Los Mesones debe corresponder a un sector, no muy bien definido, del Pleistoceno inferior, ya que no sabemos nada en concreto sobre el lapso necesario para la elaboración, en la estructura plegada, del plano de destrucción cuyas partes

proximales se presentan bajo la forma de un pedimento y las distales como la Gran Meseta en los Guadales. No existe ninguna relación visible con el supuesto englazamiento eocuartario ni tampoco argumentos litológicos que puedan apoyar tal relación. La formación es una acumulación correlativa y se relaciona genéticamente, más bien, con un ascenso de la montaña en condiciones climáticas relativamente húmedas, quizás semiáridas.

Resumiendo, llegamos a una única conclusión cronológica admisible en el estado actual de nuestros conocimientos: la formación Los Mesones es el sedimento pedemontano más antiguo, de edad paleopleistocena, debido al primer subciclo de sedimentación de edad pleistocena, promovido por el ascenso simultáneo de la montaña.

II. CENOGLOMERADO VOLCANICO DEL PUESTO J. CASTRO

El puesto J. Castro se encuentra a la salida del arroyo de los Papagayos en el piedemonte. Remontando el valle-aguas arriba, a unos 1.000 metros del puesto, encontramos un reducido reventón de barro volcánico adosado a la pared austral del valle elaborado en los fanglomerados de Los Mesones (véase perfil nº 1).

Litología. — La roca, de color arena, se presenta como una brecha oligomítica, de clastos angulosos, frescos, de andesita hornblendífera gris clara y una melanoandesita también hornblendífera. Son escasísimos los clastos de otra roca (1 %) y deben considerarse como resultado de la incorporación de material ajeno por la corriente de barro durante su desplazamiento.

La matriz, volcánica, representa las rocas andesíticas desintegradas, junto con ceniza muy abundante.

La potencia del remanente supera los 35 m. Su corona no sobrepasa la curva de los 2.260 m. De lo expuesto se deduce que se trata de una corriente de barro volcánica originada en el cercano paisaje andesítico situado en las cabeceras del Papagayos.

Edad. — Su edad relativa la proporciona su situación geomorfológica y sus claras relaciones estratigráficas. En primer término el cenoglomerado es más joven que Los Mesones, y en segundo término más antiguo que el Segundo Nivel, o sea La Invernada, que se encuentra encajonada en el cenoglomerado. Este se depositó durante la fase final del primer ciclo fluvial que separa las formaciones Los Mesones

e Invernada. La última se acumuló sólo después de haber sido eliminada por erosión, durante el fin del primer ciclo, la mayor parte del material que constituye el cenoglomerado.

Perspectivas. — El considerable espesor del remanente permite suponer que esta corriente de barro, alcanzó, aguas abajo, la llanura pedemontana y quizás, aún más lejos, las Huayquerías de San Carlos. Sin poder afirmarlo, por falta de investigaciones más detalladas en la zona de las Huayquerías, podemos suponer que los bloques grandes que yacen en el Segundo Nivel de agradación —como vemos en el capítulo dedicado a la Formación La Invernada—, tienen alguna relación genética con el cenoglomerado recién descrito.

III. ASOCIACION VOLCANICA PALEOPLEISTOCENA

Nociones generales sobre el volcanismo pleistoceno. — El volcanismo de edad post-pliocena de la zona estudiada se destaca por su carácter eminentemente basáltico-olivínico. Cada asociación comienza con una corta fase andesítica y termina con otra prolongada basáltica. En algunos casos la andesita puede faltar por completo.

La disposición areal del volcanismo pleistoceno demuestra una estrecha vinculación con la estructura. Existe un ordenamiento preferencial de los volcanes en forma de franjas meridionales, que siguen las antiguas fracturas del substrato variscico, renovadas en el Pleistoceno.

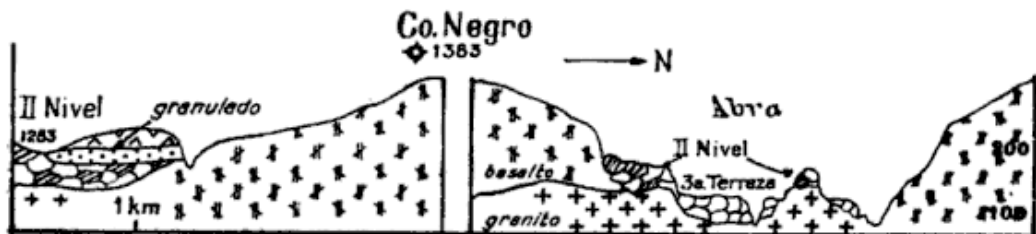
La franja oriental se presenta como un rosario de los volcanes, que se asientan sobre el borde oriental del Bloque de San Rafael; la segunda hace lo mismo sobre su borde occidental. La tercera o submontana acompaña el borde geomorfológico de la cordillera, la cuarta asoma en la parte mediana de la falda oriental de la Cordillera Frontal, y la quinta es intramontana, en el interior de la cordillera. (Para más detalles, Polanski, 1954, 1956 a, b, 1957 b.

En el norte del área las franjas de volcanes se cortan de golpe a lo largo de una línea oblicua al rumbo de la cordillera, que comienza en el cerro Huayquerías en el SE, y pasa hacia el NW por el Portillo Argentino, terminando en el cerro Bravard o Tupungatito, situado en los nacimientos del río Tunuyán. Ningún otro volcán de edad pleistocena aparece al norte de estas líneas.

Hacia el sur aumenta la densidad de volcanes; así que, en el ambiente del río Atuel, las franjas pierden su individualidad, confun-

diéndose con el paisaje volcánico de la Payenia. He recurrido a este último término para significar una unidad geomorfológica que se caracteriza como un relieve volcánico constituyente del paisaje (Polanski 1954 a). En el sur de Mendoza se halla el campo principal del volcanismo pleistoceno, y sus vanguardias septentrionales alcanzan y mueren cerca del borde austral del Graben de Tunuyán.

Antes de iniciar las descripciones quiero hacer presente al lector las dificultades para la asignación de edad a algunos volcanes, sobrepuestos a estructuras antiguas y desconectadas del relieve pleistoceno. Careciendo de elementos de juicio estratigráficos, tenemos forzosamente que satisfacernos con puntos de vista geomorfológicos y edafológicos, cuyo valor para la asignación de edades es relativo. Por lo tanto,



Perfil N° 3. — Corte Cerro Negro-Chato en Cepillo

habrá alguna inexactitud en la colocación de ciertos volcanes en determinada asociación, pero con el tiempo ello habría de corregirse, si se encuentran mejores elementos de juicio para su ubicación acertada.

Afloramientos. — El lugar típico sería el Campo del Cepillo, donde asoman en el piedemonte tres domos chatos volcánicos coalescentes, uno del cerro Negro (1.385 m), otro del Chato y un tercero del Oveja (1.428 m) y quizás el pequeño Divisadero Negro (1.153 m). Estos centros de derrame de una lava relativamente viscosa se asientan sobre la zona de fracturas.

Entre el cerro Negro y el Chato (Perfil n° 3) existe un abra de origen fluvial, que cortó el acarreo aluvial aterrazado dejando al descubierto el substrato del banco de falla constituido por el granito. Hacia el occidente el basalto se hunde debajo de fanglomerado homologable con la formación La Invernada, en cuya corona descansa granuloso volcánico que se explota en una rústica cantera. En la superficie de La Invernada (II Nivel) reposan grandes bloques procedentes de la cercana montaña, y el suelo acusa una profunda alteración,

mientras que los fanglomerados encajonados y en el abra manifiestan escasa alteración de la superficie, lo que permite equipararlos con los de la formación Las Tunas.

En los cerros basálticos no se ve ningún vestigio de cráter y de material piroclástico, lo que permite clasificar este volcán como un domo volcánico basáltico.

En la franja pedemontana, aparte del cerro Negro-Chato, se incluyen los siguientes centros efusivos: colada que descende del cerro de La Guardia (3.179 m) situada en la boca del arroyo Yaucha y otras varias coladas de la faja proximal del cono del Diamante, como por ejemplo, Loma del Medio (2.415 m), Loma del Molle (2.240 m), etc. Según datos aportados por Groeber y otros, el cerro andesítico "El Chato" (2.572 m) debería incluirse en la asociación.

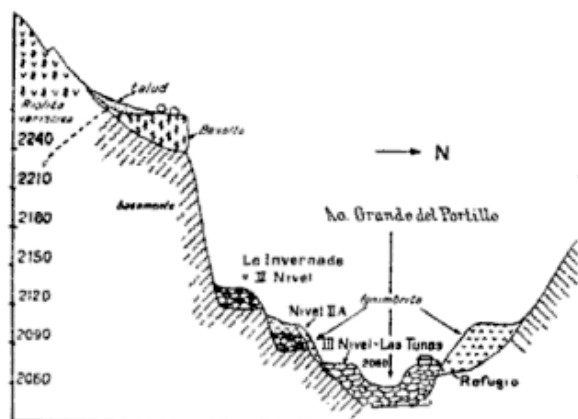
La franja oriental de volcanes de la asociación paleopleistocena comienza en el cerro Huayquerías (1.436 m), asentado sobre el Tunuyanense de las Huayquerías de San Carlos, al NE de la punta boreal del bloque de San Rafael. (Detalles en mi descripción de la hoja 26 c 1954 a). En el cerro Huayquerías tiene la siguiente estructura: en la superficie del Tunuyanense yace un paquete piroclástico de hasta 40 m de espesor, constituido por lapillis, arena, bombas y escoria basáltica. Este paquete está cubierto por un domo de lava, de aspecto elastolítico, o sea de una lava de bloques.

A pesar del alejamiento del cerro Huayquerías de la influencia de la red de drenaje, el volcán ostenta avanzado estado de destrucción, así que se puede ver ahí efectivamente la ruina de un volcán. Esta circunstancia aboga en pro de su remota edad.

En el sur posiblemente pertenecen a esta franja los siguientes centros de efusión basáltica: El Rodeo (1.850 m), la parte basal de La Chilena (1.775 m), luego cerro "del Medio" y otros, que acompañan el borde oriental del bloque.

Desde la pendiente oriental de la Cordillera Frontal bajan grandes coladas basálticas hasta la llanura pedemontana. Ellas nacen preferentemente de fisuras. La colada del arroyo Grande del Portillo, al alcanzar el Refugio Capitán Lemos (véase Perfil n° 4), se halla entre los 220 y 230 m de altura sobre el nivel del arroyo. Debajo de la colada encontramos dos niveles de agradación fluvial, de 60 y 35 m sobre el espejo del arroyo. La terraza baja está recubierta por tobas aglutinadas (ignimbritas). Esta circunstancia permite una equiparación de ambos niveles con la formación La Invernada (con niveles

II y II A). El basalto corrió cuesta abajo por un antiguo cauce del arroyo Grande, que siguió en este tiempo por la Quebrada seca del Darazao, ahora abandonado por el río.



Perfil No 4. — Perfil transversal en los alrededores del Refugio Militar « Capitán Lemos »

Otra interesante colada es la del arroyo Manzano. Ella descende de lo alto de la falda hacia la llanura, donde termina cerca del puesto Los Morteritos, situado en el campo de Remonta (Bella Vista). En su piso (Perfil nº 5) yacen fanglomerados, posiblemente pertenecientes a la parte basal de la formación Los Mesones, cuyo tope se halla



Perfil No 5. — Relaciones del basalto del Pleistoceno inferior con los niveles de pie de sierra en el Campo de Remonta « General Las Heras »

en las Barrancas Coloradas. En la parte austral del perfil se nota una terraza de erosión elaborada en la colada sobre la cual descansan fanglomerados con algunos bloques enormes homologables con La Invernada (II Nivel); y en ésta se hallan encajonados los fanglomerados de la formación Las Tunas (III Nivel). La franja intermontánea está representada por volcanes en Los Plomos, Corales Negros o Salinillas (3.363 m); colada del Cerro Muralla, Piedra Ahorcada (3.649 m) y

Mesón de Hierro (3.700 m). Llama la atención en esta franja el fuerte desarrollo de la fase andesítica precursora de la basáltica. Así, en Los Plomos hay dos domos andesíticos de esta edad, perforados por un neck de basalto paleopleistoceno. Hay fase andesítica también en el Mesón del Hierro.

Litología. — Gracias al estudio microscópico exhaustivo efectuado por Sesana (1955), cuyo informe se halla inédito en la Dirección Nacional de Geología y Minería, se pueden dar a conocer las características de las rocas integrantes de nuestra asociación. De las 17 muestras examinadas por Sesana, 14 pertenecen a basalto olivínico, dos a andesita y una sola a una hialoandesita, esta última de edad neopleistocena. La estructura prevaleciente del basalto es porfírica, de pasta intergranular, hialocristalina y también cristalovítrica. Hay basaltos vesiculares. Los componentes esenciales son: labradorita, olivina, augita y en menor cantidad piroxeno. Como accesorios y secundarios aparecen: iddingsita, hornblenda basáltica, algo de vidrio y magnetita. Las andesitas son exclusivamente hornbléndicas.

Edad. — La edad relativa de la asociación se deduce sin mayores dificultades. No existe ninguna duda de que las efusiones son posteriores a la sedimentación y la degradación parcial de la formación Los Mesones. En su techo o encajonados en el basalto, se hallan los fanglomerados de la formación La Invernada, cuya edad relativa es determinada por la cubierta piroclástica pumícea in situ. En concreto, las erupciones comienzan a manifestarse durante el primer ciclo fluvial, que empezó a degradar los fanglomerados de Los Mesones y entre los comienzos de la sedimentación de La Invernada. El avanzado estado de destrucción de la geomorfología volcánica fortalece también la asignación de edad paleopleistocena.

En la bibliografía, el volcanismo aquí considerado figura ya como "andesita 3" y "basalto 3", ya como Tilhuelitense inferior y Chapualitense inferior de Groeber. Estoy de acuerdo con Groeber en la ubicación de dicho volcanismo en los fines del Pleistoceno inferior.

Observaciones finales. — El volcanismo paleopleistoceno revela algunas particularidades de desarrollo en la zona andina y extrandina. En la montaña prevalecen derrames de una lava basáltica muy fluidal, sin fase explosiva, que sigue después de la efusión de la andesita, mientras que a ambos flancos del boque de San Rafael el mismo vol-

canismo es puramente basáltico. Comienzan las efusiones en la zona extrandina con una fase explosiva, que expelle considerables cantidades de material piroclástico. En la segunda se derrama en la superficie una lava bastante viscosa que constituye domos de vez en cuando, coronados por estratovolcanes, conos de escorias y de ceniza basáltica. Estas diferencias entre el volcanismo serrano y el extrandino, a pesar de algunas excepciones, son bastante patentes.

Valores económicos. — El basalto fresco podría tener alguna aplicación en construcciones rústicas, donde faltan o escasean otras rocas de aplicación. Así, por ejemplo, he visto en el puesto de Los Ramblores una pileta para almacenamiento de agua de crecientes laminares, cuyas paredes han sido revestidas con buen éxito e impermeabilizadas con bloques de basalto.

Hay tentativas de aprovechamiento del granulado basáltico para la fabricación de bloques prefabricados destinados a la construcción de viviendas y galpones. No se qué resultado han dado estos bloques en la construcción del barrio ferroviario en la ciudad de Mendoza. Los bloques prefabricados de granulado basáltico son mucho más pesados que los de granulado pumíceo, pero esto todavía no implica su menor utilidad. Se está usando también el granulado basáltico para pavimentación de caminos. La escoria basáltica granular, o mal llamada “puzolana”, precisaría una exhaustiva investigación tecnológica.

IV. FORMACION DE LAS PEÑAS SUR

Introducción. — La formación del epígrafe está integrada por diversas calizas de origen hidrotermal que cubren como costras o tabladillos, áreas considerables en el borde oriental del bloque de San Rafael. El informe de Rigal (1935) sobre las canteras de Los Reyunos, se encuentra inédito en la Dirección Nacional de Geología y Minería.

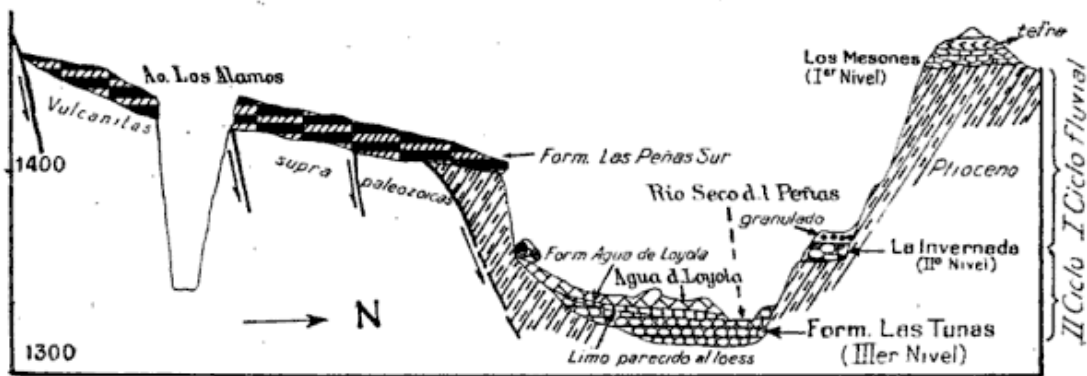
El afloramiento típico aparece en el paraje denominado Las Peñas, en la punta septentrional del bloque de San Rafael (véase Perfil n^o 6).

Análisis geomorfológico. — El mencionado perfil transversal, trazado en dirección casi N-S por el valle del río Seco de las Peñas, presenta en la zona austral una antigua planicie de destrucción, escalonada por la intensa fracturación del substrato paleozoico del Bloque de San Rafael, y niveles de agradación fluvial en las márgenes septentrionales del río.

La planicie de destrucción, elaborada en rocas paleozoicas, fue luego sepultada por los sedimentos finos de edad pliocena y la formación Los Mesones, que al ser más tarde parcialmente eliminados exhumaron paso a paso la vieja superficie (para más detalles véase Polanski: Hoja 26 c).

En las márgenes septentrionales existe un sistema de terrazas de acumulación depositadas sobre el Terciario erosionado.

El nivel de agradación más elevado se asienta sobre la corona de las Huayquerías de los Burros, a cotas que descienden paulatinamente desde los 1.473 m hasta los 1.258, en las márgenes del río Seco de las Águilas.



Perfil N° 6. — Las Peñas Sur

La inversión geomorfológica del relieve, debida a la capa protectora de rodados andinos depositados sobre el friable piso, hace que aquéllos ocupen los niveles más altos de la zona. La distribución areal de Los Mesones indica que en esta zona los remanentes representan los restos de la punta distal de la formación Los Mesones. Es posible que en sedimentación hayan participado, no sólo las aguas del río Seco de las Peñas, sino también las del Papagayos. Entre los rodados faltan por completo calizas hidrotermales de la formación Las Peñas.

El segundo nivel de agradación constituye una terraza continua sobre la margen izquierda del río Seco de Las Peñas en cuyas cabeceras, en La Destiladora, se encuentra a una altura aproximada de 1.400 m. Aguas abajo, frente a Las Peñas, a 1.340-1350 m, y más hacia oriente, a 1.300-1.260 m. En este lugar la faja de rodados fluviales se bifurca: la principal rodea el bloque por el NE y E, perdiendo altura desde el Alto de la Tosca (1.223 m), a la zona del arroyo de la Tosca (1.157 m) y la Loma Agua del Chancho (1.060 m). Además del material andino, abundan en este nivel clastos y rodados de caliza

hidrotermal, ónix y travertino de la formación Las Peñas. El río, que en aquella época depositó estos rodados era tributario del río Diamante.

La faja oriental sigue el curso del río Seco de las Peñas y su superficie descende progresivamente desde 1.260 hasta 1.124 m. La bifurcación parece indicar el paso, quizá por captura, del viejo al nuevo curso. Después de la captura el valle original quedó en seco como un madrejón y con posterioridad ha sufrido degradación.

Además de la abundancia de rodados de calizas hidrotermales, en el techo se observa granulado pumíceo. De ello, y de la posición hipsométrica que ocupa, surge la necesidad de homologar este nivel con el Segundo Nivel de agradación, o sea la formación La Invernada, tan bien desarrollado en el sistema del río Tunuyán.

Litología. — En la superficie de la mencionada planicie de destrucción, que se levanta unos 60 a 70 metros sobre el nivel del río seco, mediante un empinado escalón, se encuentran las canteras de ónix del arroyo de las Minas, en el campo propiedad del señor J. Goulú. En ellas se puede estudiar la parte basal del complejo de calizas.

Sobre las rocas ígneas paleozoicas yacen 0,80 m de ónix verdoso, a veces bandeado por la presencia de capas ricas en hematita. Son dos o tres bancos, con una potencia media de 0,25 a 0,32 m de aragonita masiva.

Sigue hacia arriba un manto de travertino lajoso y una costra calcárea, en cuya superficie aparece una fina y discontinua capa de tierra vegetal, arena eólica y toscas. El espesor máximo de la formación se calcula de 12 a 15 metros.

Génesis. — Las calizas, de sedimentación química, son debidas al hidrotermalismo relacionado con el volcanismo basáltico, tan profusamente extendido en el borde del bloque fallado. Las aguas hidrotermales ascendieron por la densa red de fallas antiguas, renovadas y reactivadas durante las erupciones basálticas del Pleistoceno inferior.

En todas las canteras existe una sucesión definida de rocas calcáreas. La fase inicial, de ónix, se vincula con la salida de aguas saturadas con CO_2 Ca y soluciones verdaderas de hierro y quizá cobre a elevada temperatura. Durante la segunda fase se depositaron los travertinos y las aragonitas aciculares, producto del hidrotermalismo de menor temperatura, y, finalmente, la fase más fría dio costras de carbonato de calcio terroso, preferentemente de calcita, lo que indicaría un enfriamiento progresivo del hidrotermalismo.

Relaciones estratigráficas. — Las calizas yacen en niveles inferiores al Primer Nivel de agradación (Los Mesones) y son, por lo tanto, más jóvenes que éste. La antigüedad del piso impide establecer una correlación cronológica, pero la presencia, fehacientemente probada, de rodados de calizas de la formación Las Peñas en la superficie del Segundo Nivel de agradación (La Invernada), es de mayor importancia, ya que estas calizas coronan como planchones un escalón (aprox. 55 m), pero jamás descienden al nivel de agradación más bajo. Esto significa que el segundo ciclo fluvial, de edad pleistocena, se inició aquí con posterioridad a la sedimentación de las calizas.

Edad. — De los datos concretos antes expuestos se llega a la clara conclusión de que la sedimentación de las calizas hidrotermales se vincula con el volcanismo basáltico.

La caliza es anterior a la deposición de la formación La Invernada y de las capas basales de la Asociación Piroclástica pumícea.

Utilidad económica. — Las calizas, como rocas de aplicación, tienen alguna importancia en la economía del departamento de San Rafael.

Es conocido el valor del ónix como piedra semipreciosa para adornos de lujo. El diaclasamiento en paralelepípedos de las calizas facilita la extracción de bloques medianos, aptos para la obtención de placas.

Las aragonitas y fragmentos menores de ónix se explotan en gran cantidad para la fabricación de mosaicos. Las mejores calidades del travertino son usadas para revestimientos de edificios.

Finalmente, los desechos del desmonte y las costras se queman en hornos rústicos, produciendo cales para uso local.

En el año 1950 la zona ha brindado 2.500 toneladas de mármoles y travertinos diversos y 6.057 toneladas del mismo material en escalas (Anuario 1952).

V. FORMACION LA INVERNADA

Las descripciones precedentes ya han suministrado algunos datos sobre el problema del denominado Segundo Nivel pedemontano en la faja adyacente al borde geomorfológico de la montaña. El citado nivel aparece en esta faja como un ente casi puramente geomorfológico, es decir, como una terraza o juego de terrazas de erosión enca-

jonadas en los fanglomerados de la formación Los Mesones. No faltaban, sin embargo, indicios de una agradación fluvial en dicho nivel, pero el material disponible en la zona no es lo bastante completo como para poder fundar con él una unidad estratigráfica bien definida en la zona pedemontana próxima a la cordillera. Se ha llegado a saber que a medida que se aleja de la montaña, la agradación relacionada con el Segundo Nivel se expone en forma más clara, hasta que, finalmente, en el fondo del Valle Extenso, drenado por los arroyos Yaucha y Papagayos, aparece ya como una formación bien definida y de fundamental importancia para la estratigrafía del Pleistoceno pedemontano.

La exploración geomorfológica y estratigráfica del Valle Extenso se ve obstaculizada en grado sumo por una cubierta espesa y continua de rocas pertenecientes a la Asociación Piroclástica Pumícea, que ha sepultado los sedimentos y el relieve preexistente.

Aquellos arroyos, de escaso caudal, han logrado recortar la cubierta piroclástica y descubrir, en varios puntos, el relleno aluvial del Valle Extenso, relleno que se describe bajo la denominación de Formación La Invernada.

Afloramientos del Valle Extenso en Papagayos.

El perfil más completo y típico se encuentra en la margen derecha del arroyo Papagayos, frente al puesto La Invernada Nueva, donde una quebrada lateral, corta y seca, abrió la formación. Esta consta de dos miembros, el superior, constituido por clastos gruesos, y el inferior, por material más fino.

De arriba hacia abajo (ver perfil n^o 7):

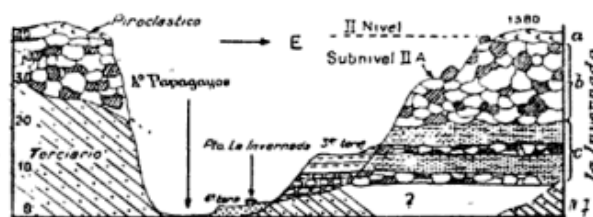
- a) 1,2 - 2,0 m Complejo Piroclástico Pumíceo y arena eólica en médanos.
- b) 20 - 21 m Fanglomerado grueso, constituido por rodados andinos y bloques grandes (hasta 5,0 m de diámetro), con matriz arenosa de estratificación poco pronunciada, pero visible debido a las intercalaciones de arena y limo grueso.

Ocupa un área de unos 10 km² en la divisoria del Papagayos y la Cañada Salamanca, a una altura de 1.400 m, que luego disminuye hacia el norte.

- c) 18,0 m Complejo fluvial constituido por grava, arena mediana rosada, con una que otra camada de rodados fluviales medianos. En la parte más baja se ve una arena sabulítica de color gris verdoso. El miembro inferior está perfectamente estratificado y rellena un relieve elaborado en depósitos terciarios, que afloran con frecuencia y constituyen el piso de la Formación La Invernada.

Valé la pena añadir que en la formación se destacan, por lo menos, dos niveles de degradación, o sea, dos terrazas de erosión: una alta, de 9 ó 10 m por debajo de la superficie tope original de la formación, y otra a unos 22 a 30 m. Estas dos terrazas de erosión marcan etapas consecutivas de la lenta profundización de los ríos del Valle Extenso. Los niveles de erosión recién mencionados aparecen como remanentes a lo largo del arroyo Papagayos, aguas abajo, hasta el Paso de las Carretas, y también en el arroyo Yaucha, atestiguando con seguridad que se trata de un fenómeno regional y cíclico.

Remontando el valle de Papagayos aguas arriba, encontramos la superficie original de la formación y sus respectivas terrazas de ero-



Perfil No 7. — Formación La Invernada en Papagayos

sión, a menor altura relativa, pero en cotas absolutas más elevadas. Así, en Los Jumes, los fanglomerados yacen sobre el Terciario, a una altura de 1.525 m, cubiertos por potentes mantos piroclásticos. En el paraje denominado Lagunita, el techo de la formación La Invernada asoma, en forma de fanglomerados y bloques, en el fondo del valle (1.580 hasta 1.750 m), mientras que los costados del mismo están constituidos por paredones de depósitos piroclásticos coherentes.

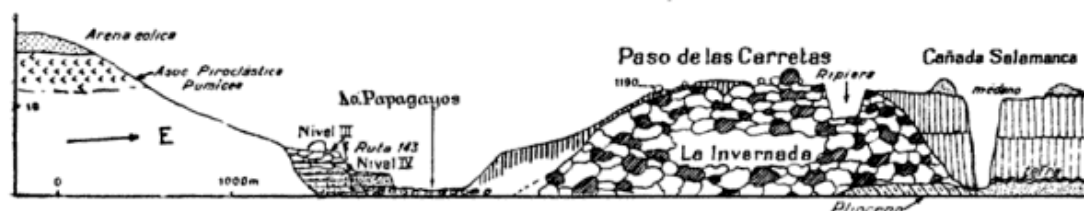
Desde la Lagunita hasta la boca del arroyo Papagayos, en la llanura, el fondo del valle está sembrado de rodados y bloques, que algunos creen posible relacionar con una acumulación de origen glaciario. En realidad los bloques y rodados dispersos sobre el fondo del valle se deben a tres procesos:

- 1º destape del tope de la formación La Invernada;
- 2º aportes posteriores de crecientes;
- 3º bloques residuales de la cubierta ignimbrítica.

En los alrededores del puesto Castro (ver perfil nº 1) la formación La Invernada (cuya superficie tope es el Segundo Nivel) está encajonada entre Los Mesones, con la forma de una terraza de degradación.

En la corona de la superficie tope del Segundo Nivel, que asoma unos 12 m sobre la vaguada del arroyo Papagayos, yacen rodados de rocas piroclásticas pumíceas, similares a las que afloran aguas arriba.

Bajando a lo largo del arroyo Papagayos encontramos en el fuerte San Juan, a una altura de 1.250 m, rodados de la formación La Invernada bajo la cubierta del granulado volcánico del Complejo Piroclástico Pumíceo, el cual pierde rápidamente, hacia el norte, su espesor y termina por desaparecer de la superficie a causa del desgaste erosivo, mientras que los rodados y grandes bloques se dejan ver aflorando, especialmente en el lugar llamado Paso de las Carretas, a la altura de 1.180 a 1.230 m, en las ripieras que actualmente se explotan (véase perfil n° 8).



Perfil N° 8. — Sección transversal en el Paso de las Carretas

Los depósitos fluviales visibles en esta zona no difieren de la parte superior del perfil de La Invernada. En los cortes de las ripieras aparecen rodados fluviales con matiz arenosa sabulítica, con estratificación horizontal y torrencial poco destacada (fanglomerado) y bloques grandes (hasta de más de 4 m de diámetro), mencionados en la bibliografía como debidos al transporte glaciario (Tapia, 1935; Groeber, 1939; Corte, 1956; Guñazú, 1962). En la superficie de este depósito ya no hay sedimentos piroclásticos y sólo quedan algunos rodados, bien redondeados, de ignimbrita, que fueron arrastrados por el agua de los arroyos que fluían en un tiempo a 13 ó 15 m por encima del nivel actual del Papagayos. En la superficie del fanglomerado se observa un relieve poco pronunciado de canales secos y bajos, rellenos por material fino, arena y limo eólico, ambos sabulíticos. En esta superficie se encuentra, de cuando en cuando, uno que otro rodado de rocas andinas que, a mi parecer, llegaron de los bordes de las depresiones elaboradas en fanglomerados de La Invernada por reptaje gravitacional.

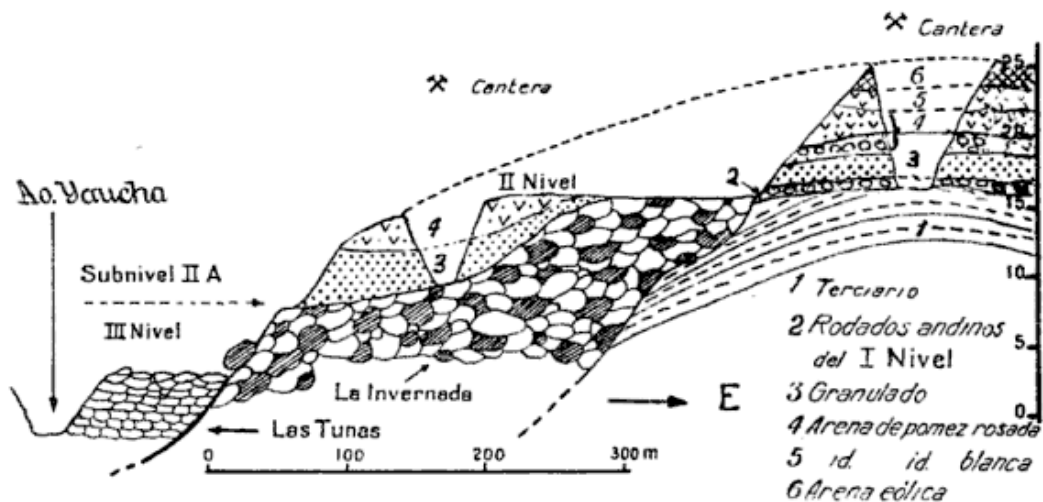
La base de esta acumulación fluvial gruesa no aflora, pero felizmente existe una perforación, efectuada en el fortín San Juan, a una altura aproximada de 1.240 m, que tiene las siguientes características:

Desde arriba hacia abajo:

- 0 - 2 m Tierra arenosa.
- 2 - 26 m Ripio de 10 a 200 mm, con arena gruesa.
- 26 - 34 m Ripio de 50 a 70 mm, con arena gruesa.
- 34 - 44 m Ripio de 30 a 80 mm, con arena gruesa.
- 44 - 55 m Ripio fino de 10 a 30 mm, con arena gruesa.

La perforación alcanzó, es evidente, la parte baja de la formación La Invernada, cuyo espesor total alcanza unos 50 metros.

Los datos aportados atestiguan una potente acumulación de la for-



Perfil No 9. — Los Alamitos ; el granulado descende al subnivel II-A, elaborado en La Invernada

mación La Invernada, depositada sobre un relieve elaborado en el Terciario, que aflora en distintos puntos del paraje.

En Yaucha. — Yendo desde Pareditas, la ruta 40 corre sobre una terraza de 3 a 5 m por El Parral hacia Los Alamitos. Se enfrenta así el relieve de terrazas del arroyo Yaucha, cuyo detallado examen revela el mayor interés estratigráfico.

La formación La Invernada se presenta en varios puntos, a ambos costados del arroyo Yaucha, desapareciendo progresivamente hacia el sur bajo la Asociación Piroclástica Pumícea, en cuya base existe un banco granulado volcánico intensamente explotado mediante una serie de canteras.

En la más oriental de éstas, del grupo Coronel Lemos, hemos encontrado lo siguiente (perfil n^o 9) :

Desde arriba hacia abajo:

- 6) hasta 0,8 m Arena y ceniza volcánica removida por flujo laminar de agua y viento, con uno que otro rodado fluvial de rocas andinas y bombas de pómez; en la corona hay un suelo no maduro, gris, que alimenta una flora de duriherbáceas. Diastema.
- 5) 0,8 - 1,5 m Banco de ceniza volcánica blanquecina, suelta, con muchas bombas de pómez muy liviano.
- 4) 1,3 - 1,5 m Arena de pómez rosada, hasta castaño-rojiza, con contados lapillis de pómez.
1,0 - 1,6 m Ceniza rojiza, pura, granulométricamente arena.
- 3) 1,8 m Banco de granulado volcánico pumíceo blanco, dividido en dos niveles por una capa guía de 4 cm de espesor de arena fina de pómez.
Arenisca terciaria castaño-oscura, yesífera, muy friable, que en superficie pasa a una arena suelta levemente humífera y presenta un suelo fósil, no maduro, o quizá el horizonte B de un suelo anterior eliminado por desgaste.
En la superficie se hallan de vez en cuando rodados sueltos de rocas andinas.

Al acercarse al borde del valle de Yaucha se observa que en la superficie de los desmontes de canteras abandonadas (perfil nº 9) se encuentran siempre rodados fluviales en mayor cantidad, y al llegar al borde mismo de la cantera se pisa ya un acarreo grueso, tipo fanglomerádico, con algunos bloques grandes, de tal forma que el granulado no sólo cubre el Terciario, sino también el fanglomerado, cuya superficie se halla unos 20 a 24 m por encima del nivel del arroyo Yaucha, a unos 1.242 m de elevación absoluta. Además de esta observación llama la atención una pequeña pero evidente terraza de erosión (II-A), recortada en el fanglomerado, la que también está cubierta por el granulado y cenizas pumíceas.

Llegamos así a la conclusión de que en la zona del arroyo Yaucha el fanglomerado de La Invernada se presenta con las mismas características que en el Papagayos, formando un nivel originario tope de la formación, de altura relativa entre 20 y 24 m, y una terraza de erosión (II-A), cuya altura relativa es de 15 metros.

Los fanglomerados de la formación La Invernada se encuentran bien desarrollados en las márgenes occidentales del arroyo Yaucha, y especialmente en la divisoria que separa el Yaucha del curso inferior de su tributario Gateados (Rosales). En la superficie de esta divisoria afloran los rodados y bloques del fanglomerado, a una altura de 1.340 a 1.360 m, estando en algunos tramos cubiertos por remanentes de la Asociación Piroclástica Pumícea.

Afloramiento en el borde occidental de las Huayquerías de San Carlos. — En la latitud de Pareditas el Valle Extenso desaparece de golpe de la superficie y con él la formación La Invernada. Sólo al noroeste del Paso de las Carretas siguen hacia el norte restos de la formación, a lo largo del borde occidental de las Huayquerías de San Carlos, pero en forma rudimentaria, como un rosario de pequeñas mesetas, que, en promedio, yacen 100 m por debajo del nivel tope de Los Mesones.

Es así que los primeros asomos, poco típicos, de la formación La Invernada se encuentran cerca del puesto Juancho, a una altura de 1.130 a 1.160 m. La diferencia de altura se debe a la fuerte disección y desgaste. En la superficie se observan rodados fluviales, con estratificación fluvial, y algunos bloques de hasta 0,5 m de diámetro.

El afloramiento sigue más al norte, en la boca del arroyo Agua Verde, en el graben, a una altura aproximada de 1.100 m. Sobre la superficie de erosión elaborada en Los Mogotes, dislocados descansan aquí, en neta discordancia angular, 2,8 m de rodados medianos, fluviales, con una matriz arenosa sabulítica, a veces cementados por carbonato de calcio y otras veces sueltos. En la corona del fanglomerado ha asentado ceniza volcánica con biotita.

La barranca central de la boca del arroyo seco de la Salada ofrece afloramientos muy parecidos, a una altura de 1.020 a 1.030 m, en marcada discordancia angular con Los Mogotes, decapitados. El rodado más grande observado en este perfil mide (diámetro máximo): 1,1 m.

En la boca del arroyo que baja del pozo Barda Blanca, de Y.P.F., se encuentran, a una altura de 980 a 995 m, fanglomerados de la formación La Invernada, cuya potencia se estima, en los costados septentrionales del arroyo, en 12 a 14 m; este fanglomerado está constituido por rodados fluviales estratificados gruesos, con matriz arenosa, y aparecen lentes intercaladas de limo arenoso y arena. Los bloques más grandes alcanzan hasta 3,0 m de diámetro. Estos fanglomerados yacen angularmente sobre Los Mogotes, decapitados (rumbo N-S, 17° W).

Esta misma formación aparece en el Divisadero del Cardal, a una altura de 990 a 998 metros. En el cerro Negro, cerca de Capiz, que se presenta bajo la forma de una loma, de dirección NW-SE, acotada con 971, 997 y 990 m, aparece un afloramiento muy grande.

El terciario, que constituye el núcleo de la loma, está cubierto por una capa de fanglomerados gruesos, de potencia no inferior a 25 m.

Los derrumbes y taludes cubren la parte baja de la formación, pero se ve que el fanglomerado se torna más y más grueso, hasta que finalmente aparece en la superficie un pavimento de rodados fluviales muy gruesos, con uno que otro bloque grande. El mayor de los bloques, de granito rosado, mide $5,0 \times 3,0 \times 1,4$ (21 m^3).

Al norte del cerro Negro de Capiz aparece la amplia zona arenosa del campo El Chillante.

Sobre el Terciario decapitado yace allí un banco de 1,0 a 1,2 m de ceniza volcánica blanca, cubierta a su vez por arena cólica y médanos. Sin embargo, por debajo de la arena hay rodados fluviales en varios puntos. En los baños de Capiz afloran entre 950 y 970 m. El nivel de estos rodados sueltos se encuentra fuertemente desgastado por la erosión (perfiles n^{os} 17 y 18).

En el extremo austral del campo El Chillante hay mayor cantidad de rodados andinos, con algunos bloques de hasta 0,5 m del mismo material, que yacen también sobre el Terciario.

Asimismo, también en la parte septentrional del área del Toba hay afloramientos de rodados fluviales, destapados por la deflación, a alturas de 950 a 970 metros.

El material mencionado en este párrafo no da una idea perfectamente clara sobre la formación a la que pertenecen los cantos rodados fluviales de El Chillante, pero la disposición geográfica y las alturas de los afloramientos ofrecen la posibilidad real de ver en ellos la prolongación de la formación La Invernada, muy desgastada por procesos de degradación posterior y totalmente enmascarados por los médanos.

Remontando el camino nuevo que conduce de la ruta 143 hacia el pozo Vacas Muertas, de Y.P.F., situado en las huayquerías, se pasa el río Tunuyán por un puente situado en la finca de Furlotti y se sube hacia el naciente por un terreno arenoso. En la cota de 950 m se presenta al observador una faja de pequeñas mesetas, con una gruesa cubierta fanglomerádica, que cubre el Tunuyanense erosionado en una neta discordancia angular. En algunas partes los rodados, bien redondeados, yacen sueltos en la superficie, a veces cementados por carbonato de calcio. La potencia mínima del depósito se calcula en 15 m. Son dominantes, entre los clastos, las rocas ígneas, y sobre todo un basalto paleopleistoceno escoriáceo y olivínico. Sólo son raras las rocas mesozoicas de la Cordillera Principal, preferentemente calizas silicificadas. Los mayores bloques alcanzan a tener diámetros de 4,0 m.

Hacia el norte, en el ambiente del cerro Bola, de 909 m de altura,

se encuentran varios afloramientos parecidos. El último afloramiento examinado por el autor se encuentra en el arroyo Ventana, próximo al nuevo camino petrolero de Barrancas a Vacas Muertas. Allí, a una altura de 870 a 885 m, se presenta una terraza de agradación aluvial de 15 a 20 m de rodados fluviales, grava y arena, con estratificación subhorizontal, con tramos torrenciales. Hay, intercaladas, lentes areníllas. No se observaron clastos mayores de 1,0 m³.

El rosario de afloramientos recién descrito indica que el Valle Extenso y la formación La Invernada tienen continuidad a lo largo del borde de las huayquerías, pese al desgaste erosivo.

Génesis. — Los fanglomerados de La Invernada ya fueron mencionados anteriormente por varios investigadores.

Un grupo de ellos cree posible ver en los fanglomerados un depósito de origen glaciario. Así, por ejemplo, Tapia (1935) ve en Paso de las Carretas una morena; Groeber (1939, 1952) cubre también todo el fondo del Valle Extenso con morenas, y en los últimos tiempos Corte (1957) alcanzó a encontrar en esta área hasta tres morenas de distinta edad. La primera es la “morena de tobas riolíticas” de Yaucha, que termina en la Bajada de Yaucha (1.600 m). La morena y la glaciación tienen, según Corte, los siguientes caracteres de diagnóstico: “cuando observé que este acarreo glacial se caracteriza por presentar gran cantidad de bloques de rocas riolíticas (Corte llama así a las tobas aglutinadas de la Asociación Piroclástica Pumícea), me fue fácil encontrar las otras morenas con sólo observar las grandes acumulaciones de estas tobas. De esta manera, cuando encontré acumulaciones de tobas riolíticas cavé y busqué la morena, apareciendo las estrías, característica sistemática”. (Corte, 1957, pág. 18).

En realidad aquellas “morenas de tobas riolíticas” no son más que acumulaciones residuales de rodados de ignimbritas (tobas aglutinadas), munidos con uno que otro raspón, que Corte clasifica como “hermosas y grandes estrías de 2 cm de ancho”. Cada morena de un glaciar de la montaña constituida de distintas rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas, no puede depositar en el till una sola roca, la que es más friable y no aflora en la zona de alimentación de la lengua glaciaria. Lo que Corte describe como “morena de la Bajada de Yaucha” es un albardón actual del nombrado arroyo y constituido por rodados, preferentemente de ignimbritas y pómez (véase Corte, foto 9). Vale añadir que, según Corte, la geomorfología del

área englazada del arroyo Yaucha “tiene una clara forma de “V” y un curso muy sinuoso”. Es evidente que este relieve es debido al ciclo fluvial, pero Corte cree verosímil insinuar al lector lo contrario con la siguiente argumentación: “Vemos así una vez más que la validez morfológica del valle en “U” es restringida”. Lo aducido textualmente de la obra de Corte atestigua que la “morena de tobas riolíticas” no tiene realidad, careciendo por completo de evidencias litológicas y geomorfológicas.

En el sistema fluvial del arroyo Papagayos, Corte discrimina también tres morenas de distinta edad.

La primera es más joven y aflora a la altura de 3.400 y 3.500 m. Esta morena realmente existe y es debida al pequeño glaciar de la etapa máxima del englazamiento en este paraje.

La segunda, más extensa y de mayor edad, se llama “morena del Alumbre”. Según la expresión de Corte, ella es “la más poderosa y ha dejado sus morenas entre 2.600 y 2.900”. Esta “poderosa” morena no se ha encontrado en ningún otro valle de la montaña y por lo tanto no puede considerarse como un fenómeno regional debido a la intervención climática, sino un ente puramente local. Como veremos más adelante, la “poderosa morena” se presenta a simple vista como una típica pero pequeña corriente de barro (véase el párrafo dedicado al Cenoglomerado del Alumbre).

La tercera, la más antigua morena, llamada por Corte “morena de aglomerados de pórfido”, debería alcanzar con su punta distal el Paso de las Carretas (1.200 m) y las Huayquerías de San Carlos (1.000 m).

Según lo expuesto en este párrafo, esta morena es una formación de origen agradacional fluvial o sea La Invernada. Algunos pedregones en su superficie no pueden de ninguna manera estimarse como “bloques erráticos”, sino bloques extraídos de la montaña a la llanura pedemontana por las corrientes de barro, corrientes de barro volcánico, crecidas y avalanchas estivales.

La “morena de aglomerados de pórfido” no existe en realidad, no hay till, no hay bloques facetados, no hay ningún relieve debido al ciclo glaciario.

Un párrafo de la obra de Corte está dedicado a las correlaciones de las morenas en el sistema de los arroyos: Papagayos, Yaucha y del Rosario (ps. 23-24). Los nacimientos de los tres mencionados arroyos se hallan a una altura de 4.500 a 5.000 m. Del punto de vista orográ-

fico y climático acusan casi iguales condiciones físico-geográficas para la formación de nevé y de glaciares. Según Corte (pág. 24), los arroyos tienen áreas de alimentación de 126, 201 y 199 km². Parecería que cada glaciación debiera afectar a los tres arroyos en forma aproximadamente igual. Sin embargo, el más pequeño y de menor altura absoluta, el de Papagayos, emitió, según Corte, no sólo la lengua más vieja, sino también la más larga de todas las lenguas de hielo. Mide de 60 a 70 km y no 27 como hace figurar Corte en su inexacto cuadro de cifras, pues en la página 21 dice que “la Morena de los Aglomerados de Pórfido llega hasta el Paso de las Carretas y no sólo a la boca del Papagayos al Piedemonte”.

A mi modo de ver, Corte sincroniza las morenas ficticias, ya que, como hemos visto, no existe ninguna “morena de tobas riolíticas”, ni la “morena de la Bajada de Yaucha”, ni la “del Alumbre”, ni la “morena de aglomerados de pórfido”, así como no existen en el mundo grandes glaciares que tengan entre los clastos del till un solo componente petrográfico. Por fin, existe una perfecta incongruencia entre el tamaño del campo de alimentación y el tamaño de los glaciares. La llamada por Corte “morena de aglomerados de pórfido” cubre unos 350 km², pero su cuenca de alimentación, definida por la altura de los fondos de los circos (4.300-4.400 m), es muy reducida y no supera los 10 km². Resulta que esta reducida cuenca de alimentación, en condiciones del clima destacadamente árido y caluroso en verano, no podría alimentar un enorme campo de hielos.

La glaciación del próximo valle del Yaucha, cuya cuenca de alimentación es mayor y se halla a mayor altura, tiene, sin embargo, la lengua de hielo más corta (47 km). Según Corte, por alguna razón desconocida, esta fase glaciaria no afectó la cuenca del arroyo Papagayos.

Esta larga, confusa e inexacta exposición de Corte sólo pretende defender los ya vencidos conceptos de un englazamiento en la zona pedemontana de Mendoza.

Ahora acaba de aparecer un artículo de Guiñazú (1962), que también pretende defender el vencido concepto de un englazamiento desmesurado de la zona pedemontana de Mendoza, desértica hasta el límite con la provincia de La Pampa; esto me obliga a una breve réplica.

Lamento tener que dejar constancia de que el mencionado artículo no aporta ninguna observación concreta y correcta, sea litológica, geo-

morfológica o estratigráfica, en defensa de sus conceptos, satisfaciéndose con algunas frases no bien definidas sobre “espaldones de morena, bloques erráticos, morenas en festón, etc.”.

Guiñazú promete (1962, p. 102): “estudiar el valle del Tupungato con el objeto de obtener nuevos y decisivos datos para comprobar en forma fehaciente que la alta Pampa del Diamante y el valle del río Atuel fueron cubiertos por el segundo y último manto de hielo pleistoceno”. Tengo la plena seguridad de que tal investigación carecerá de utilidad para los objetos indicados por el autor, ya que el englazamiento de la dicha Pampa del Diamante y asimismo la aludida zona desértica del río Atuel debe estudiarse en las zonas señaladas y afectadas por el supuesto englazamiento y no en el corazón de la Alta Cordillera o en cualquier otro rincón de nuestro planeta.

Guiñazú no agrega en su artículo ninguna bibliografía, a pesar de la abundancia de antecedentes. El resultado de no conocer los antecedentes es deplorable:

- 1º Todos los investigadores, sin excepción, ubican el conglomerado de la Tristeza en el Plioceno (Groeber, Böehm, Yrigoyen, Volkheimer, etc.). Este conglomerado está plegado en forma de sinclinal, biselado y cubierto por el Primer Nivel (Los Mesones), cuya edad paleopleistocena está fuera de duda. Para Guiñazú el conglomerado plioceno integra la morena de la última glaciación pleistocena. Esto no precisa ninguna aclaración más.
- 2º Los relevamientos geológicos de la Dirección Nacional de Geología, efectuados por Dessanti, Holmberg, Fidalgo, González Díaz y también la recopilación de Yrigoyen (1962), no conocen ningún englazamiento andino que haya alcanzado El Nihuil y El Nevado.
- 3º Las rocas aborregadas son siempre esculpidas en rocas resistentes, bien consolidadas y antiguas. Guiñazú señala rocas aborregadas en La Jaula, donde afloran solamente sedimentos sueltos del Pleistoceno, que no pueden formar rocas aborregadas.
- 4º El salto y la garganta del río Atuel, aguas abajo del Nihuil, no es un canal de desagüe de un glaciar sino un clásico ejemplo del rejuvenecimiento del ciclo fluvial, con fenómenos de retroceso del punto del retallo en “valle en el valle”.
- 5º El espesor del manto de hielo de la última glaciación en la zona pedemontana en Atuel, según Guiñazú (p. 98), “debe haber so-

brepasado los 500 a 600 m.” Al respecto me permito preguntar al autor: Dónde está la zona pedemontana de Atuel, ¿en la Antártida o en un desierto árido?

Quiero finalizar este tema repitiendo la conocida opinión de Keidel y de Stappenbeck (1910), de que tales conceptos son fruto de la insuficiencia cabal de los métodos de investigación.

El único que reconoció perfectamente la naturaleza de la formación La Invernada es Dessanti (1947), quien define correctamente este depósito grueso como un fanglomerado.

Lo expuesto ratifica una vez más el origen aluvial de la formación La Invernada, cuya agradación se produjo en condiciones geomorfológicas favorables, creadas por el desarrollo del ciclo fluvial precedente que formó el valle Extenso a lo largo de la Cordillera, desde la salida del arroyo Papagayos al pedemonte hasta la latitud del actual río Mendoza.

La granulometría acusa un evidente aumento del tamaño de los clastos hacia el techo. Considero que este aumento debiera relacionarse con un aporte creciente de la carga detrítica a la zona pedemontana expedida desde la montaña en ascenso.

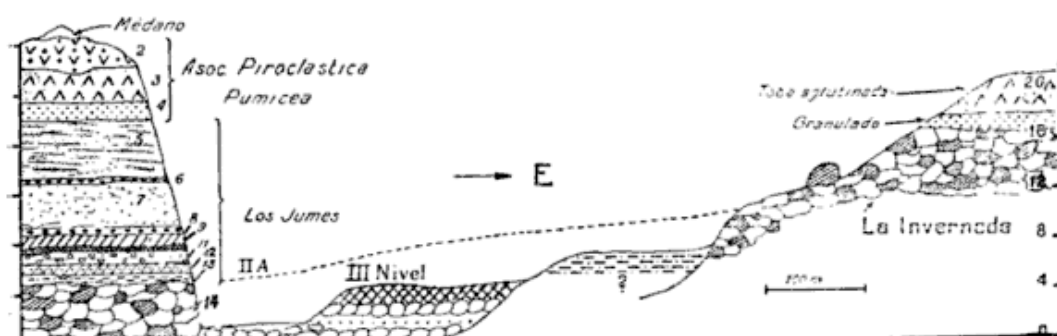
Llaman la atención algunos bloques muy grandes, diseminados en la actual superficie de la formación La Invernada, desde la boca del Papagayos hasta el cerro Negro. Yacen sueltos sobre la superficie, desprovistos de la matriz correspondiente, y por lo tanto no es posible investigar su origen, ya que cualquier opinión que se adelante sobre este problema sería superflua, no estando respaldada por ninguna clase de documentación exacta.

Edad. — La edad relativa de La Invernada está definida por su piso, constituido por la formación Los Mesones y su techo, formado por miembro granular de la Asociación Piroclástica Pumícea. La falta de documentación paleontológica y estratigráfica obstaculiza la exacta ubicación cronológica de la formación en el padrón del hemisferio norte: “Grosso modo” se la coloca en los principios del Pleistoceno Superior.

Los sedimentos de la formación La Invernada son un producto del segundo ciclo de agradación de edad pleistocena.

VI. ESTRATOS DE LOS JUMES

Introducción. — Los sedimentos del epígrafe han sido descritos por Dessanti (1947) en un trabajo inédito como estratos de los Jumes. Aparecen en las barrancas de la margen izquierda del arroyo Papagayos, entre los puestos de Los Jumes y de Los Alamos. Su piso, según el mencionado autor, está formado por los fanglomerados, en cuyo techo reposan depósitos cineríticos (ignimbritas), pero faltaría el granulado volcánico. Dessanti cree posible interpretar la presencia del granulado redepositado en los estratos fluviales de Los Jumes como una consecuencia de la destrucción del manto del granulado, y por lo tanto asigna a Los Jumes edad menor que a este último.



Perfil No 10. — Los Jumes en Papagayos

Sin embargo, el perfil de Dessanti es incompleto y debe ser reemplazado por otro mejor, que se halla a distancia de unos 1.500 m al norte del anterior, en los alrededores del puesto de Los Alamos.

Litología y espesor. — Este nuevo perfil tipo revela de arriba hacia abajo (véase perfil n° 10) :

- 1) 1,3 m Arena eólica constituída por una mezcla de arena y ceniza volcánica pumícea.
- 2) 1,0 a 3,0 m Restos de una capa cinerítica con bombas de pómez, corresponde en nuestra división a tobas de aglutinación incipiente y sueltas del complejo ignimbrítico.
- 3) 2,4 m Arena de pómez rosada.
- 4) 1,8 m Granulado de pómez puro, con una delgada capa guía de granulado fino intercalada.
- 5) 5,0 m Arena mediana sabulítica estratificada gris rosada, con lentes de ceniza volcánica o intercalaciones de camadas de grava fluvial, constituída por clastos de rocas andinas, pómez y granulado de pómez redepositado. La fracción fina consiste en arena muy fina, arcilla y ceniza volcánica.

- 6) 0,1 m Ceniza volcánica blanca, casi pura, de grano muy fino. Pocas veces se destacan manchas algo más oscuras de materia vegetal carbonizada, junto con algunos sabulos dispersos.
- 7) 3,2 m Sedimento áqueo gris blancuzco, de laminación fina, pero poco resaltante en el perfil mismo, constituido por limo fino con absoluta predominancia de ceniza volcánica; el cuarzo, fino y anguloso, es subordinado, falta CO_2Ca . Se destacan en el sedimento dos capas grises oscuras con un ínfimo % de materia vegetal. La materia vegetal aparece junto con una arena fina de cuarzo y ceniza, mientras que en capas libres de material orgánico predomina la ceniza, siendo el cuarzo muy raro. El complejo revela gran cantidad de oquedades verticales (raíces fósiles).
- 8) 0,05 m Ceniza blanca.
- 9) 1,0 m Limo gris, estratificado, con ceniza volcánica, raíces de plantas y manchas oscuras humíferas.
- 10) 0,3 m Limo grisáceo con una capa intercalada oscura, humífera (2 cm), formando un emparedado con zonas tobáceas y capas humíferas. La capa está atravesada por tubos verticales vacíos, debido a la oxidación de raíces y tallos de plantas acuáticas. La materia orgánica es completamente amorfa y no alcanza al $\frac{1}{2}$ % del peso. El banco de limo está libre de CO_2Ca .
- 11) 1,5 m Arena sabulítica con mucho material piroclástico gris y lentes arcillosas; algunos rodados fluviales.
- 12) 0,8 m Ceniza fina, algo arcillosa, blanquecino-verdosa, con lentes de limo rosado y raíces de plantas.
- 13) 0,8 m Ceniza muy fina, casi blanca, levemente estratificada, penetrada por tubos de raíces de plantas fósiles.
- 14) 5,0 m Rodados fluviales con matriz arenoso-sabulítica de estratificación confusa (fanglomerado). Los rodados se reclutan en rocas andinas; el tamaño más común es el de un puño, los mayores bloques alcanzan 0,3 m en su diámetro mayor; estos rodados representan la parte desgastada de La Invernada.

De lo expuesto resalta la diferencia esencial entre el perfil tipo completo nuestro y el de Dessanti. Es cierto que en algunos puntos no se ve el manto de granulado, pero esto ocurre o por el desgaste erosivo posterior o a causa de falta de cortes naturales frescos. Sin embargo, destapando a pala la parte inferior del techo de Los Junes, apreciamos casi siempre la presencia del manto del granulado "in situ", intacto, que descansa sobre los depósitos fluviales. Tal perfil ha sido descrito también en el trabajo inédito de Torres (1948). Por lo tanto no cabe la menor duda, que la observación de Dessanti sobre falta de granulado en las barrancas de la margen izquierda requiere una rectificación. Los estratos fluviales de Los Junes yacen debajo del manto del granulado volcánico, que se explota ahora en una rústica cantera.

¿Cómo, entonces, podría explicarse la presencia del granulado redepositado debajo del manto intacto?

Me parece ser conveniente sincronizar la sedimentación de los estratos fluviales de Los Jumes con una fase inicial de acción efusiva volcánica en la serranía, la que con posterioridad he dado como la Asociación Piroclástica Pumícea, de enorme propagación areal y de importancia estratigráfica.

Examinado la relación del material piroclástico con el clástico del perfil, comprobamos que en unos bancos dicho material piroclástico aparece redepositado e intermezclado con arena y limo formando una tufita, mientras que en otros se halla casi puro, como si fuera depositado directamente del aporte aéreo en aguas tranquilas de una terraza de inundación. Después de esta fase inicial siguió una explosión de mayor potencia que como vemos en los párrafos siguientes, produjo el manto típico del granulado de pómez que cubrió concordantemente los depósitos fluviales de los Jumes.

Características generales. — Los estratos fluviales de Los Jumes se presentan como una secuencia de sedimentos fluviales, tufitas, ceniza estratificada, predominando el limo, arena, arcilla, con una marcada participación de material piroclástico pumíceo. En ellos se intercalan lentes y bancos de grava y rodados fluviales. En el perfil tipo aparecen niveles oscuros, debidos a materia vegetal oxidada por completo y, por lo tanto, no apta para la investigación isotópica.

La litología cambia distal y lateralmente. El material fino, con una gyttia muy pobre, se acumula en aguas tranquilas y el grueso en los cauces de los arroyos; frecuentes son restos de raíces de planta e hidróxidos de hierro.

En la base de los estratos fluviales yace el fanglomerado de la formación La Invernada rebajada por la erosión subsiguiente durante un epiciole fluvial, y en su techo reposa el manto del granulado volcánico "in situ". La potencia máxima visible no supera los 13 a 14 m.

Edad. — La edad relativa de los estratos de Los Jumes es perfectamente determinable. Ellos se han acumulado en un valle elaborado en la formación La Invernada durante el epiciole fluvial subsiguiente a la deposición de La Invernada y, por lo tanto, son más jóvenes que La Invernada pero anteriores a la deposición del banco del granulado, representando, a mi juicio, la fase inicial de la Asociación Piroclástica Pumícea.

Cuestionable sería solamente la ubicación de los estratos de Los Junes fuera de la Asociación Piroclástica. Lo hago por las siguientes razones: a pesar de que no exista entre ambos ninguna clase de discordancia, el material piroclástico no es determinante sino la sedimentación áeua y clástica y por lo tanto los estratos de Los Junes no pueden integrar la asociación puramente piroclástica. La agradación de Los Junes no parece formar un ciclo de agradación aparte, independiente, al contrario, todo indica que se trate por ahora de una sedimentación local y sin mayor expansión areal. Es verdad que en el campo de los Tolditos de la Ea. Tierras Blancas existe por debajo del granulado volcánico un sedimento arenoso-arcósico con mucho material cinerítico, cuya equiparación con los estratos de Los Junes es posible pero no probada. Todas estas circunstancias hablan en favor de la categoría estratigráfica de "estratos" dada a este sedimento por Dessanti (1947). Existe asimismo una llamativa semejanza de los estratos de Los Junes con la Fm. Chillante, pero la escasa información disponible no permite por ahora, ninguna conclusión definitiva, lo que, en resumidas cuentas, aconseja mantener el término creado por Dessanti con una solución estratigráfica temporaria.

VII. ASOCIACION PIROCLASTICA PUMICEA

Generalidades y propagación. — Las rocas piroclástico-pumíceas cubren con un manto continuo amplias áreas del fondo del Valle Extenso en la cuenca del Papagayos y Yaucha. En el sur llegan hasta el abanico del río Diamante y más allá de la zona de estudio, pero hacia el norte desaparecen de la superficie repentinamente en el paralelo de Pareitas o sea en el borde austral del Graben de Tunuyán.

Aparte de esta área principal de propagación de la asociación, las rocas piroclásticas pertinentes afloran en forma de manchas y franjas aisladas en la vasta zona pedemontana adyacente a la montaña, entrando por los valles profundamente en el corazón de la sierra, como, por ejemplo, en Papagayos, Yaucha, Tunuyán, Arroyo Grande del Portillo y Arroyo Olmos. Son bastante frecuentes en el ambiente del río Diamante y en el extremo septentrional del bloque de San Rafael, donde aparecen pequeños asomos en la cuenca del río Seco de las Peñas (Polanski, 1954). Las mismas rocas siguen hacia el sur hasta Malargüe, donde fueron encontradas y descritas por primera vez en la Argentina como ingnimbritas por F. González Bonorino (1944).

Mayores acumulaciones piroclásticas afloran también en el lado

chileno. La disposición geográfica junto con el aumento del espesor (Yaucha, Papagayos) de la asociación, sierra adentro, permite suponer que en aquella dirección deberíamos buscar los centros efusivos, que formaron esta enorme masa de material piroclástico.

Antecedentes. — En trabajos de Groeber encontramos algunas noticias sobre las rocas aquí consideradas. Este autor cree (1947) posible atribuir las al Tilhuelitense superior de composición dacítica, que ha sido colocada en el último interglacial. En el año 1951, el mismo autor aclara que la erupción correspondiente al Tilhuelitense superior es contemporánea con los comienzos de la última glaciación (p. 318, 319), y clasifica el cerro Tupungato como liparítico y tilhuelitense superior. Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) equiparan la Asociación Piroclástica Pumica también con el Tilhuelitense superior. Al respecto debo hacer constar que según mis propios estudios y una exploración detallada de González Díaz (1962), el cerro Tupungato es un volcán de edad pliocena y de composición andesítico-basáltica y, por lo tanto, las ubicaciones cronológicas de Groeber deben someterse a una revisión.

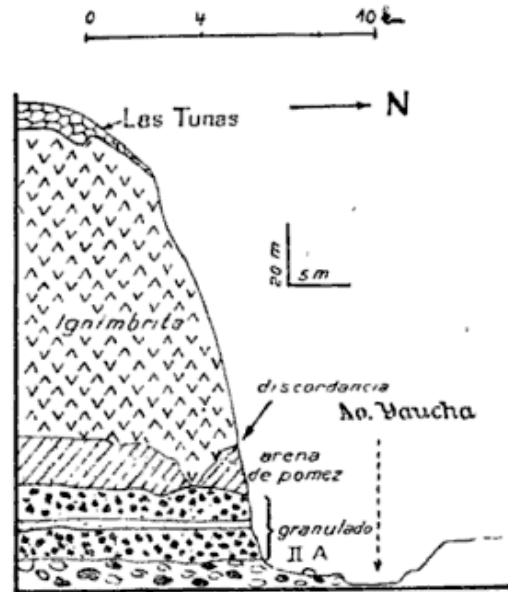
La asociación ha sido investigada con anterioridad en nuestra zona por Dessanti y Bassi, cuyos informes existen inéditos (1947). El último de los autores nombrados presentó una característica granulométrica y mineralógica de rocas participantes en el complejo basal en esta asociación junto con un conciso informe minero.

El que escribe estas líneas tuvo oportunidad de explorar esta asociación en una gran área de la cordillera y en la llanura adyacente y ampliar considerablemente observaciones anteriores, especialmente las de índole estratigráfica y geomorfológica, que se darán a conocer más adelante.

En este trabajo, dedicado a la estratigrafía del Pleistoceno, no puede entrarse en los detalles petrográficos y petrogenéticos de esta interesante asociación, que precisa un estudio más completo. Me limito sólo a una característica general petrográfica, granulométrica y química que es imprescindible para el entendimiento de esta formación. Ella juega un importantísimo papel estratigráfico, siendo un sedimento guía de fácil identificación.

Subdivisión. — Las unidades propuestas aquí se distinguen no sólo por su diferente granulometría y textura, sino también por discordancias erosivas menores de distinta intensidad y duración. En algunos lugares estas discordancias son patentes, pero en otras pueden

faltar por completo o mostrarse en forma menoscabada y confusa. Entre estas discordancias que han sido ya observadas por los autores antes mencionados, sólo una se exhibe según mis observaciones con mayor claridad y amplitud, a saber, la que separa la deposición del complejo granular del cinerítico (véase Perfil n° 11). Las distintas unidades de la asociación acusan diferente propagación areal, así que en determinado afloramiento, especialmente en fajas distales, la asociación puede aparecer incompleta.



Perfil N° 11. — Tierras Blancas

Dessanti y Bassi (1947) subdividieron la asociación en dos complejos:

- A) Granulado y arena de pómez;
- B) Depósitos cineríticos.

La subdivisión es correcta, pero requiere una reestructuración y ampliación de acuerdo con las investigaciones modernas de esta materia.

Propongo la siguiente subdivisión:

Asociación Piroclástica Pumícea	}	a) Miembro pumíceo granular	1. Granulado (lapilli) de pómez en la base.
			2. Arena de pómez.
		b) Miembro tobáceo aglutinado (ignimbritas) ..	1. Tobas de aglutinación densa.
			2. Tobas de aglutinación parcial.
			3. Tobas de aglutinación incipiente y sueltas.

Esta nueva subdivisión se basa en las pruebas recogidas en el terreno y también en la clasificación de ignimbritas, propuesta por R. Smith (1960) y C. Ross and R. Smith (1960).

La asociación entera se destaca por su constante carácter piroclástico pumíceo, pero ambos complejos son producto de distintas condiciones de explosión volcánica y de la deposición de sus productos en la superficie.

Así, el miembro granular es un producto de la deposición de la pómez fría del aire, o sea acumulación debida a lluvia de pómez, mientras que el miembro de tobas aglutinada se define como un producto del derrame del flujo cinerítico y la deposición directa del material pumíceo caliente sobre el relieve.

LITOLOGÍA Y ESPESORES

A) MIEMBRO PUMÍCEO GRANULAR.

Abarca depósitos pumíceos sueltos, de granulometría parcialmente seleccionada y groseramente estratificada, proyectada sobre el relieve en forma de lluvia (ash fall). Su composición mineralógica se mantiene firme en todo el complejo. Comienza con:

1. *Granulado o lapilli de pómez*

Propagación.— El área de este miembro de la asociación parece estar restringido a la llanura pedemontana, pero escasea, evidentemente, en la faja montañosa. En los límites del Valle Extenso aflora el granulado a lo largo del arroyo Yaucha y Papagayos forma rosarios de canteras. Virtualmente aparecen como manchas aisladas, pero la continua cubierta del complejo cinerítico impide esclarecer la naturaleza de este aislamiento. Por un lado se ha evidenciado que en muchos casos ello se debe al desgaste erosivo posterior, pero la presencia de manchones aislados de dicho granulado en la cuenca del río de las Peñas, alejados unos 40 km del rosario del arroyo Papagayos, parece indicar la propagación dispersa originaria.

Mineralogía.— El componente mineralógico principal es el vidrio volcánico ácido, sumamente vesicular, o la pómez esponjosa y liviana. Los lapilli de pómez constituyen alrededor del 95 % en peso. Entre los elementos livianos hay algo de plagioclasa ácida que es una oligoclasa en fragmentos de cristales, luego el feldespató potásico y

contados granos de cuarzo. De los máficos aparece sólo la biotita con sus hojuelas pegadas a la pómez. Conforme a esta composición, se supone que el granulado se relaciona con una lava ácida.

Granulometría. — La potencia del manto se estima en 1,80 a 2,30 m en término medio, pero puede ser menor o faltar por completo por la degradación posterior. Su color es blanco. En las canteras del paraje Los Alamitos (Perfil n° 9) y en la estancia Tierras Blancas (Perfil n° 11) se ven afloramientos completos del manto, que se subdividen desde el punto de vista granulométrico, en cuatro capas concordantes con tales características. Arriba:

- 0,2 a 0,6 m Granulado mediano (arena).
- 1,0 a 1,2 m Granulado grueso.
- 0,05 m Granulado fino - capa guía.
- 0,85 a 1,0 m Granulado grueso.

Tenemos, pues, dos bancos del granulado grueso y dos del fino. Dessanti menciona un perfil con tres bancos del granulado grueso en Los Alamitos. Se puede apreciar en esta secuencia una sedimentación cíclica desde el grueso hacia el fino. Según los análisis mecánicos parciales tomados del trabajo de Bassi (1947) y los míos propios, el granulado grueso está constituido principalmente por granos de la fracción arena gruesa 88,5 a 89 % y sólo 2 a 3 % por gravilla o lapilli de pómez. El resto cabe entre la arena mediana y fina de pómez, esta última muy escasa (2,5 %). En la clasificación granulométrica de sedimentos piroclásticos de Wentworth y Williams (1932) el muestreo granulado cabe en la fracción lapilli (32 a 4 mm).

Los dos bancos de granulometría más fina pertenecen a la misma fracción arenosa, pero con mayores frecuencias en los tamaños menores, así que globalmente podríamos denominarla arena volcánica mediana.

Ambiente. — Bassi y Dessanti (1947) creen posible relacionar estas pequeñas diferencias granulométricas “con un ciclo de sedimentación subácuca de cuatro etapas: la primera y tercera (de abajo hacia arriba) de mayor competencia; la segunda y cuarta de menor competencia en el arrastre en aguas tranquilas, de escasas corrientes, condiciones estas que se cumplen en ambiente lacustre”.

Esta interpretación no alcanza a convencerme. En primer término, la pureza del material pumíceo, junto con la falta absoluta de arena,

limo y arcilla clástica entremezclada y luego la falta de hidróxidos de hierro y de materia orgánica, hacen sumamente inverosímil el arrastre y deposición subsiguiente en ambiente ácuo. Tal proceso de resedimentación debería arrastrar y resedimentar clastos de distinta procedencia y no restringirse únicamente a la redeposición del granulado puro. Luego faltan indicios de una destacada estratificación dentro del banco mismo, tanto grueso como también fino. Los perfiles presentados por los autores acusan casi siempre una inclinación del piso, pequeña pero mensurable (hasta 1,9 %). La inclinación del manto de la cantera n^o 18 a la 19 es mucho más fuerte. He visto en el campo de Los Toldos una cantera abandonada de granulado del Sr. Delfino, situada en las pendientes del pedimento inclinado, donde faltan y faltaban condiciones para la formación de lagos. En el fondo del arroyo Rosales se halla el granulado puro en la cantera "Filtros" en la desembocadura del arroyo en la llanura pedemontana, con una inclinación de hasta unos 20°; en las márgenes australes del arroyo Grande del Portillo, en los alrededores del Refugio Capitán Lemos, el granulado cubre las empinadas pendientes (hasta 35 %). En la cantera de granulado de González Lemos, el manto de este material se amolda al relieve preexistente, lo mismo que en el perfil n^o 6, dibujado por Bassi en forma de un chato anticlinal.

Aceptando la hipótesis de la sedimentación ácuo, tendríamos que suponer el granulado debió por fuerza caer exclusivamente en agua más o menos estancada, o en un ambiente lacustre, y jamás en la tierra seca, lo que es un absurdo. Pero si acaso hubiera caído en algún lugar seco y hubiese sido arrastrada por agua corriente y luego redepositada, tendríamos que encontrar dos tipos de afloramientos del granulado: uno primario que reuniera las características granulométricas del banco grueso y fino, o sea de grano no seleccionado, y otro del granulado redepositado. Sin embargo, a pesar de la intensa exploración minera nadie ha encontrado tales afloramientos del granulado.

En mi opinión, la estricta aplicación de los histogramas y de las curvas acumulativas, válidas para los sedimentos eólicos detríticos que se caracterizan por su prolongada selección granulométrica por el viento o agua, es de dudoso valor respecto a los procesos efusivos volcánicos y su concomitante sedimentación piroelástica, cuyos detalles son todavía escasamente o casi desconocidos.

La sedimentación repetida de lapillis y de arena de pómez sugiere otra tentativa de interpretación.

Origen. — No cabe duda que los lapillis y la arena de pómez son producto de la desintegración explosiva de una nube ardiente en el aire, constituida por vidrio vesicular flúido, lava y envuelto en vapores y gases de alta temperatura. Los productos de esta explosión son fragmentos de pómez, y vidrio volcánico, sumamente vesicular a causa de la rápida exsolución del vapor del vidrio, que se enfrió. Así que a la superficie llegó fría la lluvia de lapillis y arena. La velocidad de caída era desigual, ya que la mayoría de los granos gruesos se depositaron en primer término y en el segundo el material más fino, siempre junto con algunos granos mayores. No se conocen las condiciones reinantes durante la sedimentación del granulado después de la explosión, pero la presencia de distintas fracciones en ambas capas hacen suponer alguna turbulencia del aire durante la deposición, la que obstruía la perfecta selección granulométrica. La ausencia de material muy fino en el manto de granulado podría explicarse también por la turbulencia del aire y por las corrientes aéreas concomitantes que lo apartaron de la zona de sedimentación del complejo granular.

En este caso tendríamos dos o quizás tres fases de explosión consecutivas, separadas entre sí por un corto intervalo en la sedimentación piroclástica del aire sobre el relieve en ambiente seco.

Propiedades técnicas. — El granulado de pómez es una roca sumamente liviana y porosa, suelta y fácil para la extracción. Su densidad en el aire oscila, según Bassi, entre 0,581 g/cm³ y 0,659 g/cm³. Fragua fácilmente con cemento portland.

Se explota en muchas canteras del Valle Extenso para la fabricación de bloques livianos, para construcciones de casas y galpones, para la fabricación de tejas, tubos, etc.

Los Dres. G. Fernández y Lombardozzi, han inventado un procedimiento que disminuye el peso del granulado hasta 53 kg por m³, con lo cual han logrado un producto más liviano que la flogopita y de valor para varios fines, especialmente construcciones de viviendas.

2. Arena de pómez

La arena de pómez tiene las mismas características mineralógicas que el granulado, pero su granulometría es distinta; aparte de esto, el manto del granulado está separado, a veces, de la capa de arena de pómez por una leve discordancia erosiva o un hiato, lo que asimismo

facilita la separación de esta unidad menor. Los clastos están constituidos por vidrio esponjoso, cuya coloración permite discriminar dos bancos: abajo, el banco rosado hasta rojo, y arriba el banco blanco. Los colores rojos del banco inferior se deducen de la alteración de la biotita. La potencia total de ambos no supera los 6 m, y en las canteras aflora a veces en potencias reducidas por el destape posterior, pudiendo también faltar. Su propagación parece de mayor amplitud que cualquiera otra unidad de la asociación. En el norte, la arena de pómez de color rojizo llega hasta el arroyo Barraquero. En el Valle Extenso el manto tiene características de continuidad. La granulometría cabe en los límites de la fracción arena; casi no existen gránulos mayores de 4 cm. Más frecuente es la fracción arena fina (70,2 %) con una ínfima participación de partículas de tamaño limo. Aparte del vidrio, aparecen pequeños fragmentos de rocas extrañas alteradas, y en el banco de arena volcánica blanca trozos de pómez (hasta de 5 cm de diámetro), que se pueden clasificar como lapilli de pómez. Las curvas acumulativas son, sin duda, de sedimentación cólica, pero no perfectamente típica.

B) MIEMBRO TOBAS AGLUTINADAS
(IGNIMBRITAS)

Generalidades y subdivisión. — Este miembro abarca las tobas del arrastre cinerítico según la clasificación de Ross and Smith (1960) y Smith (1960). Es también un complejo piroclástico, pero se destaca del complejo anterior por la más o menos tenaz aglutinación y consolidación del material cinerítico pumíceo, precipitado del aire caliente directamente sobre el relieve. Se relacionan con un tipo peculiar de erupción ácida violenta de nube ardiente, o sea de erupción peleana (para más detalles, véase F. González Bonorino, 1944, y ambos autores arriba mencionados).

La descripción de Lacroix (1903) discrimina en la erupción peleana con toda claridad el mecanismo del transporte y de la deposición de los productos de esta singular actividad volcánica. Dos entidades completan una nube ardiente: la recaliente, espesa y pesada avalancha basal que corre con rapidez vertiginosa sobre la pendiente, y por encima de ella, en el aire, una nubazón enorme, incandescente, de ceniza y otros materiales arramblados. De esta observación capital de Lacroix se deduce que las rocas resultantes del asentamiento de la

avalancha deberían destacarse por su aglutinación más fuerte que la de las rocas producidas por la deposición de la nube misma en condiciones de menor calor y por lo tanto de aglutinación más débil.

El proceso decisivo en la formación de estas rocas es el grado de aglutinación termal y la recristalización, mientras que otros detalles, como por ejemplo, la composición mineralógica, cantidad de inclusiones, etc., son de menor importancia.

Ross y Smith (1960) dividen las tobas del flujo cinerítico en zonas o unidades, que corresponden a tres grados de compactación y aglutinación, afectados en distintos grados por la devitrificación y recristalización, causada por vapores muy calientes y finalmente por procesos finales del tipo fumarola.

Siguiendo las ideas de ambos autores, discrimino tres unidades o zonas de la aglutinación, no pudiendo en este lugar entrar profundamente en los problemas delicados de la recristalización y de la diagénesis. Deseo subrayar que la división en unidades de enfriamiento de ninguna manera se puede identificar con miembros de la división litológica. Por consiguiente, entre las tobas aglutinadas del derrame cinerítico o las ignimbritas diferenciamos:

1. Tobas de aglutinación densa;
2. Tobas de aglutinación parcial;
3. Tobas de aglutinación incipiente y sueltas.

Los límites de esta división son algo arbitrarios. Las tobas aquí consideradas carecen por completo de selección granulométrica y de estratificación, presentándose como un agregado más o menos consolidado de piroclastos pumíceos de fracción ceniza, arena y bombas y otros elementos, como por ejemplo, fenocristales de feldespatos ácidos, de cuarzo y biotita, aparte trozos de rocas extrañas de mayor edad. La textura en lo esencial es piroclástica, pero su aspecto puede a veces ser oscurecido por varios procesos a considerar más adelante.

Un rasgo esencial de su estructura es la desintegración columnar en prismas verticales groseramente hexagonales.

La composición liparítica es constante en las tres unidades.

El área de distribución de las tobas aglutinadas es grande y cubre con su manto continuo el fondo del Valle Extenso de Yaucha y Papagayos. En la zona montañosa es muy frecuente como relleno del fondo de los valles y depresiones geomorfológicas, dejando a salvo las pendientes. Los espesores mayores se hallan en la montaña, donde alcan-

zan y superan los 200 m. Hacia el naciente y norte pierden potencia paulatinamente. Así, en el borde de la serranía y la zona pedemontana afloran en espesores de alrededor de 30 a 40 m, mientras que en las barrancas de los arroyos del Valle Extenso suelen reducirse a 20 y menos metros. En el cerro El Pozo (Polanski, 1953) disminuye de 5 a 6 m, y en el límite con el graben, sus espesores oscilan entre 0 y 3 m, tanto por el atenuamiento primario como también por el desgaste posterior.

Las unidades de mayor aglutinamiento y mayores espesores de las tobas se hallan en la montaña y en su borde. Hacia el naciente merma no sólo la potencia del depósito sino también el grado de aglutinación, así que en Papagayos ya predominan tobas de aglutinación incipiente y no aglutinadas.

La discordancia erosiva entre el complejo granular e ignimbrítico puede observarse a veces con alguna claridad en las canteras del granulado, pero no siempre en forma bien definida. Finalmente el lapso de tiempo que separa la deposición de uno y otro miembro no debió ser de mayor duración.

1. *Tobas de aglutinación densa*

Este tipo de ignimbrita se halla de vez en cuando en el sector transversal del río Tunuyán, formando pesados núcleos de ignimbrita de menor aglutinación. Se han hallado también en el sector cordillerano del río Yaucha y en manchones aislados en el curso superior del río Tunuyán, aguas abajo del Pampa del Milico. Faltan en la zona pedemontana del Valle Extenso.

Se han encontrado tres tipos diferentes de la aglutinación densa que describo a continuación.

Vitrófiro. — Yace en la superficie de la formación Los Mesones, o sea sobre el Primer Nivel en los alrededores del puesto de Quiroga, ubicado en la margen austral de la boca del río Tunuyán en el piedemonte. Las reducidas parcelas de esta roca descansan sobre el mencionado nivel y no poseen ahora en su techo ninguna cubierta. Faltan por completo pruebas del transporte fluvial, así que la carencia de cubierta de menor aglutinación debe explicarse como resultado de desgaste posterior.

La roca es de pasta vítrea, gris castaña oscura, parecida a una obsidiana pero sin el brillo vítreo de la última, de fractura concoidal y

con fenocristales blanquecinos de un feldespató. Su compactación es muy elevada: no se ven ni vesículas ni poros, es una roca densa e impermeable.

Su pasta es vitroclástica, en avanzado estado de la homogenización del vidrio por la aglutinación de las trizas y está salpicada de polvo y pequeñísimas inclusiones no identificadas. Las trizas originarias de vidrio ya no se observan, sino los individuos aplastados y laminares, con láminas poco resaltantes pero con un visible paralelismo.

Los fenocristales aparecen con frecuencia en forma de trozos angulares y corroídos. Se reconoce el feldespató potásico y la plagioclasa ácida, biotita y un fémico más.

No faltan tampoco trozos de rocas ígneas extrañas, preferentemente básicas (basalto y andesita). Entre los clastos de rocas han sido identificados también fragmentos de rocas pumíceas anteriores, en colapso y en plena devitrificación.

El origen ignimbrítico del vitrófiro está evidenciado por su estructura vitroclástica y pumícea.

Ignimbrita densa devitrificada. — Esta roca fue localizada a mano izquierda de la boca del río Tunuyán (Uco), cubriendo también los fanglomerados de Los Mesones.

Macroscópicamente se presenta como una roca gris negruzca, muy compacta por la aglutinación, pesada, afatítica y salpicada de pequeños puntos blancos y cavidades tapizadas con un material blanco y friable.

Microscópicamente se destaca todavía bien la primitiva estructura piroclástica; las vesículas pumíceas son raras y se hallan en avanzado estado de colapso y distorsión, mientras que las trizas y fibras pumíceas acusan tendencia de alineamiento pseudofluidal. La roca demuestra vestigios de un avanzado estado de devitrificación con estructuras axiolíticas y cristobalita que obliteran, parcialmente o por completo, las estructuras pumíceas.

Aparte de esto, existen cavidades muy pequeñas, alargadas, miarolíticas y canales con el relleno de cristalitos de feldespató potásico y cuarzo, probablemente tridymita. Estas cavidades deben de relacionarse, por sus minerales de alta temperatura, con un metamorfismo debido a la fase de vapor.

Los fenocristales aparecen con relativa abundancia, pero muy fracturados y corroídos, entre ellos una ortoclasa, y finalmente varios

cristales de plagioclasa zonal. Con menor frecuencia aparecen fenocristales de anfíbol, biotita y contados fragmentos de cuarzo.

Abundantes son, además, inclusiones líticas de rocas volcánicas de mayor edad que la ignimbrita misma.

Entre los minerales secundarios se destaca el carbonato de calcio rellenando poros y cavidades.

En resumen, la roca ha sido expuesta a varios procesos: en primer término a la densa aglutinación, junto con una corta actuación de vapores de su cubierta, también a la meteorización que sigue alterando la roca hasta ahora.

Ignimbrita densa (pasaje a la zona de aglutinación parcial). — Aflo-
ra en varios puntos del valle de Tunuyán, también en los arroyos del
Rosario y de Yaucha.

Esta ignimbrita es de aglutinación densa, compacta, con pocos po-
ros, sin estratificación, maciza y pesada, sobre su fondo gris plomizo
se destacan trozos lentiformes de obsidiana negra en un ordenamiento
paralelo, pseudofluidal y aparte, cavidades miarolíticas suborbiculares
blancas con drusas de cristalitas.

En el corte delgado, la estructura piroclástica pumícea se destaca
claramente a pesar de la devitrificación de la roca. Las estructuras
originarias del vidrio y la pómez en colapso se notan bien. Las trizas
de la metástasis están curvadas o aplanadas y a veces amoldadas a
los fenocristales. Alrededor de algunos fenocristales, se hallan las es-
tructuras axiolíticas bien típicas, y compuestas de un agregado micro-
cristalino de feldespatos y cristobalita.

Los bordes de la obsidiana no tienen límites definidos, insertándose
se con laminillas de vidrio aglutinado en la metástasis, así que estos
cuerpos obsidianales se deben al aglutinamiento del vidrio. Algunos
tienen rajaduras perlíticas que cruzan a los fenoclastos y a la metástasi-
s vítrea que se halla en avanzado estado de aglutinamiento.

Los fenocristales y sus fragmentos acusan con frecuencia fracturas
y corrosiones de sus bordes. El feldespato potásico es más frecuente
que la plagioclasa. El cuarzo y la biotita euhedral son frecuentes.

Las inclusiones de rocas extrañas son de reducido tamaño y de con-
tornos ovales; proceden de rocas volcánicas andesíticas y de otras,
como también de un vidrio volcánico de mayor edad que el de la
metástasis.

Las cavidades mirolíticas parecen responder a la fase de vapor, ya que en su interior se pudo reconocer fenocristales del feldespató potásico y cuarzo, probablemente tridimita.

2. *Tobas de aglutinación parcial*

La roca ha sido extraída de la base de la ignimbrita en la cantera para filtros en el arroyo Rosales.

Roca gris plomiza, clara, relativamente liviana, porosa y salpicada de fragmentos angulosos de rocas extrañas y trozos de pómez fibrosa y vesicular. Falta selección granulométrica, estratificación y señales de fluidez. A simple vista se notan algunos fenocristales de feldespató y de calcita secundaria. En el terreno forma columnas verticales.

Bajo el microscopio la estructura piroclástica y vesicular es patente. Abundan burbujas o vesículas esferoidales o aplanadas de vidrio, poco o nada deformadas por el aglutinamiento y aplastamiento por la sobrecarga. La mayor parte del vidrio es de aspecto lunar o cuspidal y no acusa ninguna orientación preferida. Varios fragmentos de vidrio tienen forma de Y. Existe un visible amoldamiento y aglutinación de trizas y fibras alrededor de las inclusiones de rocas extrañas. El aglutinamiento es moderado, la fractura es irregular y áspera, no corta las inclusiones de rocas ígneas pero sí los fragmentos de pómez, que no son raros. Algunas fibras de pómez acusan el colapso de la estructura vesicular primitiva. Vale la pena destacar la total ausencia de obsidiana en este tipo de aglutinación parcial.

Los fenocristales son subhedrales, a veces rotos y corroídos. La oligoclasa y la ortoclasa son muy frecuentes, tanto en maclas de albita como también zonal, esta última menos frecuente. Hay plagioclasa muy alterada. De los máficos aparece sólo la biotita.

Entre sus numerosas inclusiones podríamos identificar la presencia de las siguientes rocas: andesita, quizás basandesita, y trozos de pómez.

Esta roca ha sido afectada en forma incipiente por la fase del vapor, que condujo el desarrollo de oquedades tapizadas con algunos cristalitos no definidos.

3. *Tobas de aglutinación incipiente y sueltas*

En esta unidad de enfriamiento se reúnen las tobas pumíceas claras, gris perla, salpicadas por bombas de pómez. El aglutinamiento es débil o nulo. En el primer caso las tobas semifriables forman par-

des verticales con disyunción columnar muy irregular, y en el segundo consisten en cenizas perfectamente sueltas y expuestas a la deflación y lavaje por aguas laminares, que eliminan la matriz cinerítica, dejando en la superficie acumulaciones residuales de bombas de pómez, que pueden tener algún interés económico como abrasivo suave.

Estas tobas han sido brevemente mencionadas por Dessanti y Bassi (1947) como "depósitos cineríticos"; en nuestro esquema ellas forman sólo el último eslabón de las tobas aglutinadas.

Su propagación areal es muy grande, especialmente en el valle extenso y también en la montaña. Siendo el último eslabón de la erupción de tipo de nube ardiente, cayó en la superficie en avanzado estado de enfriamiento, lo que impidió una aglutinación más acentuada.

Se deduce que pertenecía a la parte más alta de la nube. He visto los espesores máximos en el borde de la montaña, en Yaucha y Papagayos (30 m), y los mínimos en el límite oriental y septentrional de la cubierta piroclástica pumícea.

El componente principal liviano es vidrio ácido en forma de partículas pequeñas y muy pequeñas, que permiten clasificarlas (Wentworth) como ceniza (ash). Otro componente liviano son fragmentos de feldespatos que, por su porcentaje de anortita, puede llegar a la anortoclasa; finalmente, uno que otro cristal de cuarzo y bombas de pómez de distinto peso y tamaño. De estas últimas hay algunas cuyo vidrio esponjoso tiene vesículas subovales, y otras, vesículas alargadas, tubulares y caras de fracturas lisas. Respecto a las coloraciones las hay grises blanquecinas más o menos sucias y pómez rosada, que según opinión de algunos investigadores debería deducirse del magma liparítico.

Muy frecuentes son hojuelas cuhedralas de biotitas con una leve desferrización.

Las inclusiones de rocas extrañas son también muy frecuentes, especialmente en la zona montañosa.

Composición química. — Se han efectuado análisis de cinco principales rocas, que integran la Asociación Piroclástica Pumícea. Debo advertir que se han analizado muestras tomadas de un afloramiento solo, así que los resultados logrados tienen un valor orientativo, lo que es imprescindible y suficiente para los fines estratigráficos y una característica de esta unidad litológica. El siguiente cuadro da una idea sobre composición química de la asociación.

Analista: N. Kotelnikov.

Muestras: Granulado de pómez n^o 1, arena de pómez blanco n^o 2, arena de pómez rosada n^o 3. Ignimbrita de aglutinación parcial n^o 4. Ignimbrita de aglutinación parcial avanzada n^o 5.

Componente	N ^o 1 %	N ^o 2 %	N ^o 3 %	N ^o 4 %	N ^o 5 %
SiO ₂	71,7	72,9	70,3	73,5	73,9
Al ₂ O ₃	13,1	12,8	13,8	12,8	13,5
Fe ₂ O ₃	0,0	0,2	0,4	0,8	0,8
FeO	0,7	0,5	0,4	0,6	0,6
TiO ₂	0,25	0,2	0,2	0,14	0,1
P ₂ O ₅	0,06	0,09	0,08	0,23	0,34
MgO	0,3	0,5	1,5	0,4	0,3
CaO	1,5	1,1	0,4	0,7	0,6
MnO	0,05	0,06	0,07	0,25	0,2
Na ₂ O	4,6	4,4	4,6	3,9	4,2
K ₂ O	3,8	3,9	3,7	4,1	3,9
H ₂ O (+)	3,1	3,0	3,2	2,2	1,1
H ₂ O (-)	0,6	0,5	0,6	0,4	0,3
CO ₂	—	—	0,5		
	99,76	100,15	99,75	100,02	99,84

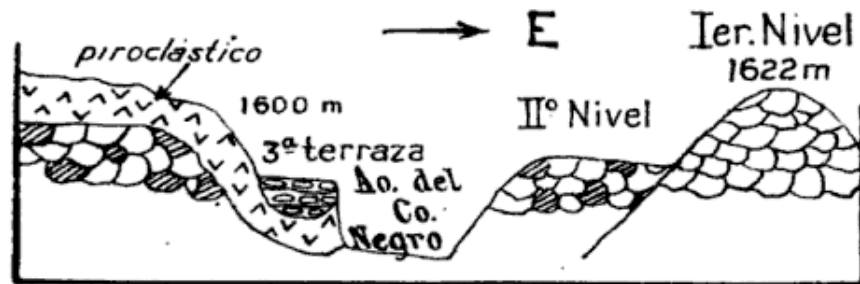
El elevado porcentaje de SiO₂, que oscila entre 70,3 y 73,9 %, coloca las rocas piroclásticas pumíceas entre las más ácidas, o sea entre las liparitas (riolitas) hasta quizás las comenditas. Llama la atención la proporción entre sodio y potasio. Solamente la ignimbrita de aglutinación parcial (n^o 4) podría clasificarse como una riolita (liparita) promedio, mientras que las demás se destacan por una leve prevalencia de Na₂O sobre K₂O. Esta particularidad permite considerar la asociación entera como *liparítico-sódica* (Daly, 1933). De esta manera los resultados logrados eliminan por completo la posibilidad de ubicación de estas rocas entre las dacitas y andesitas.

Piso y techo de la asociación. — Las relaciones estratigráficas de la Asociación Piroclástica Pumícea son diáfanos. En su piso yacen distintas formaciones de mayor edad que el Pleistoceno medio. Sin embargo, para nuestros fines sería de mayor importancia establecer el yaciente más joven. Según datos obtenidos por el que escribe, la asociación cubre a la formación La Invernada, ya erosionada hasta el subnivel II A y II B (véase perfil n^o 9 y 10) y asimismo yace sobre el basalto olivínico de edad pleistocena inferior del Cerro Negro-Chato

(perfil n° 4); en la zona pedemontana adyacente a la montaña, se asienta sobre el llamado segundo nivel y el pedimento exhumado.

Sería, pues, menester subrayar que entre la depositación de La Invernada y la acumulación del primer miembro de la asociación (granular), se intercala un epíclito de erosión bastante enérgico y prolongado.

En cuanto a las formaciones más antiguas que se asientan sobre los fanglomerados en Tierras Blancas y en perfil Puesto de la Vda. de Sotello (perfiles n°s 11 y 12) en varios otros lugares yacen fanglomerados homologables, como veremos más adelante con la formación Las Tunas. Hemos visto también que en la zona de la Estancia Aguanda, sobre los depósitos piroclásticos, se asientan en una discordancia erosiva limos parecidos al loess.



Perfil N° 12. Puesto de la Vda. de Sotello

Queda todavía para esclarecer el problema de las relaciones de la asociación aquí considerada con el graben y su relleno aluvial.

En los alrededores de la estancia Aguanda, en el curso inferior del arroyo Salamanca, se ven los últimos afloramientos de rocas pumíceas "in situ". En las paredes del valle, de arriba hacia abajo, se suceden:

- 1) hasta 2,1 m Limo parecido a loess, amarillento grisáceo, fino, algo áspero al tacto por el material vítreo; en su base se halla levemente estratificado y con intercalaciones de capitas y lentes de ceniza volcánica pumícea blanca (2 a 3 cm).
- 2) 4 a 5,0 m Discordancia erosiva. Arena y ceniza de pómez con algunos lapillis de pómez.
- 3) 0,4 a 0,5 m Restos del banco de granulado típico, no redepositado.
- 4) 0,2 m Pavimento de rodados andinos cubiertos por una pátina negruzca (hierro y manganeso).
- 5) 0,3 m Ceniza volcánica rojiza, impura, redepositada.
- 6) Rodados fluviales con matriz arenosa (La Invernada).

Los estratos piroclásticos desaparecen de la superficie a la distancia de 2 a 2,5 km al norte de la estancia, así que en las barrancas de los arroyos se ve solamente limo parecido a loess. En las perforaciones de la zona Viluco-Chilecito el material piroclástico redepositado aparece en la formación El Totoral a la profundidad de 50 a 80 m. De esta observación resalta un hecho importante: entre el fin de la deposición de las rocas piroclásticas y la sedimentación del limo parecido a loess, media una discordancia erosiva bien definida, un hiato.

Edad.— La Asociación Piroclástica Pumícea se sitúa con exactitud entre la época de la elaboración de la terraza de erosión II A y II B en la formación La Invernada, y la deposición de las formaciones Las Tunas y El Totoral.

Mayor interés acusa la relación recíproca de la Asociación Piroclástica Pumícea con los englazamientos de la serranía. En la montaña hay dos complejos morénicos de distinta edad, de los cuales la morena terminal externa y de mayor edad descendió a menores alturas, mientras que el segundo complejo dejó morenas internas más adentro de la montaña. Este último englazamiento, según opiniones corrientes, debería equipararse con la última glaciación del Hemisferio Norte, o sea Wisconsin = Würm.

En las cabeceras de los arroyos Papagayos y Yaucha, la morena externa está encajonada en los depósitos piroclásticos pumíceos (vide Groeber, 1947; Corte, 1957), pero estos últimos están sepultados por la formación Las Tunas.

El material concreto aquí presentado demuestra fehacientemente que la asociación pumícea es de mayor edad que las formaciones Las Tunas y El Totoral, asimismo también más antigua, como lo veremos más adelante, que las morenas exteriores de la Cordillera Frontal, que son homologables con la última glaciación. De tal manera, la Asociación Piroclástica Pumícea aparece en el último Interglacial.

En el lado chileno surge una dificultad para la asignación de la posición cronológica de la asociación. Por una parte Groeber (1955) opina que "el Tilhuelitense superior, con sus ignimbritas y liparitas, participa en gran escala en la composición de la morena de Santiago, que corresponde a la penúltima glaciación o Diamante". Sin embargo el origen de la mencionada morena chilena no está libre de toda la duda (com. verbal de Flint). Por otra parte en la angostura Ñancul, provincia de Valdivia, en Chile, según datos de Davis y Karzulovic (1961), la arena volcánica y pómez redepositados se asientan sobre

la morena inferior, siendo a su vez cubierta por la morena superior, cuya íntima relación con la última glaciación de la montaña debería ser fundada.

Supuesto foco efusivo. — La marcada estabilidad de la composición mineralógica y química de las unidades de la asociación aboga en favor de un solo foco complejo mayor o un campo volcánico de erupción. Ya Groeber (1947) indicaba la zona entre los arroyos de Yaucha y de Papagayos como un foco dacítico situado en la Pampa de los Avestruces (4.500 m)l. Sin embargo, este foco sería demasiado pequeño como para poder originar una enorme masa efusiva. No sería extraño, según creo, incluir en la órbita de las investigaciones futuras también la imponente caldera de la laguna Diamante, que circunda el cono basáltico del Cerro Maipo (5.323 m) como el foco proveedor. Esta suposición se basa en la disposición areal de la asociación que rellena los valles andinos, cubriendo también las laderas y el borde de la caldera de la laguna Diamante tanto en el lado argentino como también en el chileno (véase Herrero Ducloux-Irigoyen, 1952). El actual cerro Maipo sería, en consecuencia un cono volcánico basáltico emplazado en una caldera de colapso, fenómeno parecido al del cerro El Pozo (Polanski, 1953 a).

Valores económicos. — Las diferentes rocas de la Asociación Piroclástica Pumícea constituyen una respetable riqueza minera, que junto con el petróleo pesa en la economía minera de la provincia. Aparte del ya mencionado gran valor de la industrialización del granulado, este último se explota en cantidades considerables para fabricación de bloques para construcciones livianas de viviendas y galpones.

La suprayacente arena de pómez, según comunicación verbal de un propietario de la cantera de granulado, tiene aplicación como excelente revoque, pudiendo con éxito reemplazar a la arena. En el año 1951 la zona produjo 128.000 toneladas de granulados.

Algún interés acusan también los residuos de bombas de pómez como abrasivo suave, se podrían usar algunos tipos de pómez con éxito para el pulimiento de piedras litográficas.

Las tobas de aglutinación parcial son de fácil laboreo con hacha y sierra y se extraen para la fabricación de filtros rústicos, destinados a la purificación del agua potable y también para cortar bloques para la construcción de viviendas y galpones en la zona árida.

VIII. CENOGLOMERADO DEL ALUMBRE

Atraídos por noticias publicadas por Corte (1957, p. 21) sobre la “morena más impresionante que rellena el valle montañoso del Papagayos entre 2.600 y 2.900 m” hemos efectuado en compañía de J. M. Calvelo Ríos un viaje relámpago orientativo (1962) a la Quebrada del Alumbre, situada aguas arriba del puesto J. Castro en el mencionado arroyo.

Próximamente aparecerá la descripción detallada de Calvelo Ríos de esta supuesta morena que, en realidad, es un excelente y bien conservado cenoglomerado, depositado por una corriente de barro. Su ubicación cronológica exacta será dada por el mencionado investigador. Lo único seguro que puedo adelantar en esta materia es que la edad del cenoglomerado es menor que la Asociación Piroclástica Pumícea en la cual este sedimento se halla encajonado.

IX. FORMACION RIO BLANCO

(Sedimentos glaciarios externos de la glaciación máxima)

Nociones generales. — La Formación Río Blanco abarca sedimentos dejados por hielos del englazamiento máximo de la serranía en forma de un till, escombros supraglaciarios y relaves proximales del hielo, que rellenan los valles cordilleranos a alturas menores de 2.800 m. El material concreto respecto al problema está expuesto con mayores detalles en mis levantamientos de las Hojas 24a, 24b y 25c, inéditas, en la Dirección Nacional de Geología. En este lugar me limito a la consideración de algunos afloramientos que tienen estrecha e interpretable vinculación con las formaciones que integran la estratigrafía del Pleistoceno pedemontano.

Antecedentes. — Demás está recomendar la reciente disidencia y polémica sobrevenida entre Groeber (1939, 1951 y 1954) y el que escribe estas líneas (Polanski, 1953, 1957 y 1961). A tal respecto importa solamente advertir que el panorama se ha aclarado en favor de mi concepto sobre la total ausencia de vestigios de cualquier englazamiento de la llanura pedemontana articulada en la Cordillera Frontal de Mendoza. Las modestas glaciaciones de la serranía han sido tratadas con algunos detalles en la descripción de las hojas geológicas mencionadas. Las dos glaciaciones de edad suprapleistocena, denominadas por Groeber: Atuel y Diamante, no existen como tales (véase

Polanski, 1957a), y por lo tanto, habiéndose anulado aquella nomenclatura, debe ser reemplazada por una nueva.

Afloramientos y rocas. — Empezamos con un lugar típico, ya conocido antes bajo la denominación morena de la Cancha de Ski del Río Blanco, un tributario del río Mendoza. Fue descripta como tal por Stappenbeck (1917) y corroborada luego por parte de R. F. Flint, que visitó este lugar en el año 1959.

La morena asoma del fondo del valle a la altura de unos 2700 m, alcanzando los 3000 m en San Bernardo, y su punta es escarpada como suele ocurrir en los glaciares encubiertos por detrito y escombros (para más detalles: Polanski 1954), circunstancia que la hace aparecer como un terraplén; así la describió Stappenbeck. Su superficie está relativamente poco surcada por arroyos, ya que éstos se insumen y fluyen por el subálveo, saliendo luego a la superficie en la punta de la morena.

El till ocupa la parte inferior del depósito glaciario incluyendo pentágonos estriados en la forma clásica, así que desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico, su origen glaciario está fehacientemente ratificado. La superficie del sedimento se halla meteorizada y además lleva un pobre suelo gris, que alimenta una carpeta continua de flora, constituida por varias especies de gramíneas y arbustos enanos comunes en esta altura (yareta, cuerno de cabra, etc.).

El aspecto envejecido de la morena es patente; así que apenas podría relacionársela con las últimas fases del frío del Pleistoceno final: ella es más antigua.

Aguas abajo, a la salida del río Blanco al piedemonte, nos enfrentamos con un magnífico desarrollo de fanglomerados aterrizados. Hemos estudiado algunos detalles durante el viaje de estudio de los alumnos de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y con posterioridad con J. M. Calvelo Ríos, quien termina en esta zona su tesis. Esto me permite adelantar algunos datos respecto a la relación de la morena del río Blanco con los niveles pedemontanos.

En resumidas cuentas, tenemos en la zona pedemontana un nivel tope de la Formación Los Mesones (=IN) con algunas terrazas de erosión (quizás I A). La Fm. La Invernada está encajonada en ella y revela tres niveles de terrazas de erosión elaboradas en los fanglomerados de la Fm. La Invernada con nivel tope o el II nivel a la altura relativa de 107 m, medida en el Hotel Cariño Botao, aparte de esto

un nivel de erosión (II A) de 83 m y el nivel o terraza baja (IIB) de 72 m término medio.

La terraza de acumulación más baja, encajonada en La Invernada, acompaña al río como una terraza de agradación fanglomerádica de 5-7 m de altura. Este nivel, homologable con la formación Las Tunas (= III nivel) engrana aguas arriba, a unos 2650 m de altura, con la morena del río Blanco. Las relaciones espaciales y cronológicas son bastante diáfanas: la morena y la formación Las Tunas (III nivel) son sedimentos correlativos y coetáneos.

En las cabeceras del río de las Tunas se encuentra el segundo afloramiento con morenas terminales. Remontando el río desde su desembocadura en la llanura, ponderamos tres niveles de terrazas de erosión elaborados en los potentes fanglomerados de la formación Las Tunas. El aterrazamiento se pierde paulatinamente hacia el interior, pero el fanglomerado de Las Tunas rellena el valle en forma continua unos 12 kilómetros montaña adentro. Sin embargo, al acercarse a la morena, la situación se torna algo confusa por el gran desgaste erosivo de los sedimentos de la Formación Las Tunas. En la batea del río descansan enormes peñones y algunos bloques facetados que indican la proximidad de una morena. En realidad, en el cerro Pabellón se hallan restos de la morena terminal, cuya superficie está totalmente meteorizada y mantiene una continua cubierta vegetal. La altura aproximada de la articulación de la morena con la formación Las Tunas se estima en 3000 metros.

En el valle del arroyo Grande del Portillo los relaves glaciales de la Cordillera engranar con Las Tunas (III nivel).

X. FORMACION LAS TUNAS

Introducción. — Bajo esta denominación se conoce una lito-unidad que reuna sedimentos aluviales, preferentemente fanglomerados, que con su superficie tope constituyen la bajada neopleistocena adosada a la montaña misma en la zona pedemontana, o también al banco de falla adyacente, cubierto por la Formación Los Mesones. Se extiende desde el río Mendoza al norte, hasta el límite del Valle Extenso con el graben en el sur. La sedimentación corresponde al tercer subciclo de sedimentación aluvial de edad pleistocena.

Afloramientos y litología

Sector central. — La denominación geográfica de la formación deriva del río de Las Tunas, cuyo abanico, grande y profundamente disectado por el mismo río, ofrece cortes que facilitan el examen de la formación.

El ápice del abanico, situado a 2260-2270 m de altura, se encuentra en la salida del río al pedemonte, en el puesto de Gendarmería Santa Clara. Hacia el naciente la superficie del abanico pierde altura con un gradiente de 4 a 5 % término medio, hasta la curva de nivel de los 1200 metros.

Este gradiente es propio, en nuestra zona, de los sectores proximales de abanicos chatos pero alargados formados por los ríos grandes. Aguas abajo de la curva de los 1200 m, el abanico tiene un gradiente de sólo 2 %, hundiéndose debajo de depósitos preferentemente cólicos, parecidos al loess de la Formación Zampal. El borde del abanico del río de Las Tunas se encuentra a unos 24 a 25 km de la montaña.

La cresta axial del abanico pasa desde el ápice al sudeste, hacia la loma Jaboncillo-Gualtallary (1454 m), pero el río ha elaborado su valle actual en la zona austral de este abanico.

En la misma boca del río, cerca del puesto Santa Clara, se ven en las barrancas perfiles verticales de hasta 45-50 m de altura relativa, constituídos por fanglomerados gruesos. Su estratificación es visible aunque no sobresaliente en las camadas de cantos rodados sueltos, pero en las lentes de arena y de grava intercaladas se destaca una estratificación paralela y torrencial. El fanglomerado, de matriz arenoso sabulítico casi no está alterado por la meteorización. Los clastos proceden de rocas de la Cordillera Frontal, y su tamaño disminuye distalmente en forma progresiva. El diámetro promedio de los rodados en el ápice oscila entre los 0,2 y 0,3 m; el diámetro de los clastos mayores, preferentemente de rocas graníticas y de serpentinitas, no excede los 3 metros. En la parte superior de la formación, y especialmente en las superficies de erosión, existe un enriquecimiento de bloques grandes, que forman a veces un verdadero pavimento de rodados mayores y bloques. Se trata, sin duda alguna, de un fenómeno residual, causado por la degradación subsiguiente. En la parte apical se observan grandes diferencias en el grado de redondeamiento. Son frecuentes los rodados esferoidales, pero los clastos originarios de la montaña adyacente son subangulosos. La selección granulométrica

del fanglomerado aumenta distalmente hacia el naciente. En los alrededores de la estancia Silva se nota una buena selección, visible, y una mayor estratificación. Los rodados parecen ser granulométricamente uniformes desde su base hasta el tope, lo que atestigua la similitud de las condiciones de agradación y la falta de diferencias notables de tipo estacional en la sedimentación, tal como suele ocurrir en los relaves glacifluviales. La base de la formación no es visible; sólo en dos lugares del ápice asoman bloques del basamento fallado, de modo que los espesores aflorantes no son menores de 100 metros. La Formación Las Tunas está encajonada en la Formación Los Mesones y también en La Invernada, lo que se destaca perfectamente en los alrededores del puesto de Gendarmería de Santa Clara. Sin embargo, los fanglomerados de mayor edad (Los Mesones) se hunden bajo la Formación Las Tunas y quizá asomen en forma de lomadas chatas, sembradas de clastos alterados, sobre la superficie tope de Las Tunas. Es necesario dejar aquí clara constancia de las dificultades que se presentan en algunos casos para separar estratigráficamente los fanglomerados de Los Mesones y los de Las Tunas. El gran abanico del río de Las Tunas cubre, con diferentes potencias, la zona fallada y escalonada adyacente a la montaña, constituida por restos del banco de falla, como lo atestigua en forma evidente la loma de Gualtallary-Jaboncillo, en cuya corona yace Los Mesones, que apenas sobresale de la superficie tope del abanico de Las Tunas.

Sector septentrional. — Remontando el norte el abanico recién descrito, observamos que el abanico de Las Tunas, así como la depresión tectónica que lo alberga, se acuña hacia el norte en el campo La Carrera y terminan por desaparecer en la divisoria del sistema fluvial del río Tunuyán con el del Mendoza. Esta ensenada terminal del Graben de Tunuyán será denominada "Ensenada de la Carrera". Se encuentra enclavada entre el banco de falla y las estructuras de Tupungato, y la Loma del Parral, situada frente a la villa de Tupungato. Todos estos elementos estructurales positivos, que bordean la ensenada del graben, tienen en la corona fanglomerados de la Formación Los Mesones.

Sector austral. — Se adosa a la Cordillera entre el abanico del río de Las Tunas y el paralelo de Paredites. En la parte septentrional de este sector la disposición de la Formación Las Tunas es muy parecida a la del perfil tipo. Pero el banco de falla y Los Mesones apa-

recen en este sector en forma fragmentaria, siendo parcialmente sepultados por fanglomerados de la Formación Las Tunas. Las perforaciones en Algarrobo Oeste muestran cantos rodados desde 29 hasta 400 m de profundidad con intercalaciones de arcilla y arena mediana. Cantos rodados con arena gruesa forman bancos de 10 a 20 m de espesor que se repiten en perforaciones en el oeste hasta el borde de la montaña y por lo tanto no sería aventurado suponer que pertenecen y engranan con la Formación Las Tunas. Otro sondeo en Algarrobo, de 308 m de profundidad, revela igual secuencia de rodados y pedregullo, con intercalaciones de arena y arcilla, pero a la profundidad entre 91 y 100 m, apareció mucha piedra pómez redepositada, así que por lo menos 100 m del fanglomerado pertenecen, con toda seguridad, a la Formación Las Tunas. En los sondeos del distrito Los Sauces, proximales a la montaña, hay también varios horizontes de pedregullo y rodados encima de una arena gruesa con pómez redepositada, y en La Puntilla, cerca del Manzano Histórico, la piedra pómez mezclada con rodados gruesos se halla entre 240 y 248 m debajo de la superficie del abanico.

A la salida del río Tunuyán al pedemonte, la Formación Las Tunas constituye un amplio y chato cono aluvial que en Vista Flores-Campo Los Andes y La Consulta se abre en forma de abanico, hundiéndose debajo de limos arenosos parecidos a loess. El ápice de este abanico se halla en la salida del río al pedemonte, a la altura de 1.210 a 1.225 m; aguas arriba la formación entra en la montaña en forma de una amplia terraza de acumulación, prolongándose en el corazón de la Cordillera hasta más allá de la boca del río de Los Lumes, a la altura de unos 1.710 m. El camino de Agua y Energía Eléctrica corre sobre la superficie de esta terraza, cubierta escasamente por arena y limo.

No es mucho lo que se puede decir sobre la litología de la formación, monótona sucesión de fanglomerados de distinta granulometría, pero los bloques suelen alcanzar mucho mayor tamaño que en el sector de Las Tunas. Esto se relaciona con el río más caudaloso del área en consideración. Los bloques de rocas graníticas y cuarcitas alcanzan hasta 5 m en su diámetro mayor. Respecto a su composición petrográfica, los fanglomerados se caracterizan por su elevado número de clastos de rocas volcánicas pliocenas y pleistocenas (andesita y basalto) y además rocas procedentes del Mesozoico de la Cordillera principal. Los fanglomerados de la Formación Las Tunas descansan, en

la boca del río, sobre los Cenogloimerados del Quemado, de edad Pliocena, y se encajonan en el Primer Nivel = Los Mesones.

Las perforaciones de Vista Flores-Campo Los Andes, debajo de la cubierta constituida por el limo y arena, revelan una capa de (6 m) rodados y pedregullo, con algunas intercalaciones de arena fluvial, que llega hasta 282 m de profundidad. La piedra pómez resedimentada con arena fina, se halló a la profundidad de 247 metros. Sobre ella yacen dos potentes bancos de rodados (pedregullo), entre los 26 y 100 m, y el segundo entre los 130 y 237 m, así que también estos 200 m de rodados fluviales con arena (fanglomerados), que yacen sobre la pómez redepositada, pertenecen con toda seguridad a la formación Las Tunas.

Al acercarse al cierre sur del graben, en el paraje Parral-Pareditas, se presenta una situación muy parecida a la de Vista Flores que se acaba de describir.

Debajo de una delgada cubierta de arena y limo yacen ahí rodados fluviales del arroyo Yaucha, que se abren en forma de abanico, cuyo ápice se halla cerca de Los Alamitos. A lo largo de los caminos hay en Pareditas varias ripieras de 5 a 6 m de profundidad, en cuyos cortes afloran rodados fluviales sueltos con matriz arenosa y bancos intercalados de arena de estratificación torrencial y niveles de tosca en formación. Entre los rodados se destaca mayor cantidad de pedregones bien redondeados de ignimbritas y tobas aglutinadas de la Asociación Piroclástica. Los más grandes bloques de rocas andinas (granito, tonalita, riolita, etc.) sobrepasan el diámetro de 1,0 m a 1,50 m. En la corona de este abanico yacen limos parecidos a loess y arena muy fina, pulverulenta, de reducida potencia (0,6 a 1,3 m), con una delgada capa humifera de suelo no maduro.

En este cono de fanglomerados existe una sola perforación de poca profundidad en Las Pareditas. A continuación de la tierra vegetal yacen rodados con arena hasta la profundidad de 44 m, así que la potencia mínima de los fanglomerados es también respetable. Entre los bancos de rodados se intercala limo y arcilla con el granulado volcánico redepositado.

Sector del Valle Extenso. — Abarca afloramientos del Valle Extenso de Papagayos y de Yaucha, donde el graben no se presenta en la forma típica, sino como una fractura única que muere hacia el sur y por lo tanto el ambiente físico-geográfico y condiciones tectónicas

han afectado muchísimo a la sedimentación, homologable con la Formación Las Tunas.

El recién mencionado abanico de Pareditas se está prolongando hacia el sur en forma de una terraza de 4 a 7 m, encajonada en la Formación La Invernada. El arroyo Yaucha, hallándose alejado de la montaña, es poco activo y no arrastra material detrítico grueso. Por lo tanto, aguas arriba del paraje Las Alamos la terraza ya no aparece en forma clara. Una capa de ceniza redepositada y de limo cubre este nivel. La terraza de (7 m) Yaucha tiene su prolongación en el tributario izquierdo del Yaucha que es más caudaloso y activo, el arroyo del río, o de los Gateados, o del Rosario. Allí la terraza gana pronto altura y pasa a un abanico que buza con un gradiente de más o menos 1,6 %, adosado a la cercana montaña.

Un bloque grande, que descansa en la superficie del abanico cercano a la boca del arroyo, impresionó tanto a Corte (1957), que hizo figurar allí “una morena nivelada y sembrada por grandes erráticos”. Pero la notoria falta de cubierta de la Asociación Piroclástica Pumícea sobre esta “morena” no permite engranarla con las vecinas “morenas” de Yaucha y Papagayos, que se hallan sepultadas por las tobas pumíceas. Corte procura explicar este fenómeno con la siguiente suposición: “el glaciar del Rosario tiene que haber retrocedido hasta la sierra cuando ocurrió la erupción volcánica”.

La morena del Rosario no es ningún ente glaciario, sino un abanico aluvial proximal a la sierra, con mucha piedra pómez redepositada, encajonado en la cubierta piroclástica, y por lo tanto, indudablemente, de menor edad que la Asociación Piroclástica Pumícea.

De lo expuesto se deduce que los fanglomerados con rodados de las ignimbritas redepositadas que constituyen el cono de Los Gateados, que sucesivamente pasa a ser la terraza de Yaucha y el abanico de Pareditas, deben homologarse con la Formación Las Tunas y no con los fanglomerados de la Formación La Invernada, ni tampoco con la morena, como lo hacen algunos autores.

En la parte restante del Valle Extenso encontramos distintas condiciones geográficas y estructurales, con alguna excepción de la zona pedemontana. Ambos arroyos, el de Yaucha y el Papagayos, corren paralelamente a la Cordillera en el valle elaborado en las rocas piroclásticas pumíceas. Ambos son poco caudalosos, y en su largo recorrido proximal no están en condiciones de disectar a los fanglomerados gruesos suprayacentes de la Formación La Invernada, que aflora

en el fondo del valle. Sólo cerca de la vieja base de erosión, formada por el descenso del fondo del Graben de Tunuyán, la erosión retrógrada alcanzó a disectar parcialmente los fanglomerados de La Invernada y a formar un valle encajonado. Ambos arroyos del Valle Extenso tienen una red tributaria típicamente asimétrica; ninguno de los dos recibe ningún tributario de la divisoria interfluvial.

Esta disposición y las características hidrográficas de la red de drenaje del Valle Extenso predestina sólo el aporte grueso del borde cordillerano, el cual se presenta como rodados mezclados con ceniza volcánica y arena, que aparecen ya como pequeñas terrazas encajonadas en el Primero y Segundo Nivel en los arroyos pequeños. Perfil representativo del primer tipo de acumulación lo ofrece el corte de Pto. Viuda de Sotelo, que se halla en la confluencia del arroyo del Cerro Negro con el Yaucha, frente al paraje llamado Bajada de Yaucha.

El valle playo del mencionado arroyo está encajonado en la Formación Los Mesones, que aflora con dos subniveles correspondientes al Primero y Segundo (véase Perfil nº 12). Sobre este último yace un manto de ceniza volcánica pumícea, que descende hasta el fondo del valle. Sobre una terracita de 6 a 7 m de altura relativa con los detalles stratigráficos siguientes:

Arriba :

- 1) 6,0 a 7,0 m Fanglomerado levemente estratificado, constituido por rodados de rocas andinas de distinto tamaño (hasta 0,7 m) con matriz arenoso tobácea y algunos clastos pumíceos. Discordancia erosiva.
- 2) 0,5 m Remanentes de ceniza pumícea *in situ*, con bombas de pómez.

Por lo tanto, el fanglomerado que descansa sobre la ceniza pumícea es perfectamente homologable con la Formación Las Tunas.

En la salida de ambos arroyos, Papagayos y Yaucha, al pedemonte, hay conos de deyección constituidos por fanglomerados no cubiertos por tobas pumíceas y más bien encajonados en ellas, que son homologables también con la Formación Las Tunas.

Corte publicó en su trabajo una buena foto (nº 6) con la siguiente aclaración: "Sedimentos de pic de sierra en el arroyo Yaucha,, que evidencian una acumulación desordenada de grandes y pequeños bloques con material fino. Sistemáticamente en estos depósitos faltan las estrías".

Este depósito no ha sido aprovechado ni evaluado en el texto de Corte. A mi entender, representa una parte apical del típico cono aluvial a su salida de la montaña, correspondiendo su litología al fanglomerado grueso depositado en la punta apical del abanico. Los fanglomerados apicales aparecen asimismo en la boca del Papagayos; este fanglomerado figura en el texto de Corte como un ente fluvio-glaciario.

Así hemos probado que en la boca de los tres arroyos andinos del Valle Extenso se han formado abanicos y terrazas constituídas por fanglomerados de menor edad que la Asociación Piroclástica Pumícea, en la cual ellos han quedado encajonados. Ellos, pues, son homólogos de la Formación Las Tunas.

Aterrazamientos de los abanicos. — La superficie originaria del tope del relleno de la Formación Las Tunas sufrió una disección y aterrazamiento posterior digno de ser considerado brevemente. La descripción detallada se da en el capítulo dedicado a la geomorfología.

Ahora solamente tenemos que destacar que la bajada joven, constituida por los fanglomerados del tercer subciclo de agradación aluvial, ha sido disectada por la red de drenaje en forma cíclica. En la zona pedemontana entera aparecen siempre tres terrazas de erosión cíclica, de las cuales la más baja tiene "in situ" una cubierta de limo parecido a loess. Esto significaría que entre el fin de la época de agradación del tope de la Formación Las Tunas y de la acumulación del último limo parecido a loess se intercala una época de degradación cíclica y de formación de terrazas emparejadas, o sea el tercer ciclo de erosión fluvial.

Ya hemos considerado este problema en el capítulo anterior, y arribado a la conclusión de que la Formación Las Tunas engrana con las morenas externas del último englazamiento de la serranía.

Edad. — De lo expuesto se deduce que, por lo menos en una parte (quizás la más alta) de la Formación Las Tunas, aportaban las aguas glacifluviales de la mayor glaciación de la serranía. Pero esto no significa que la causa principal de la agradación se vincule con el englazamiento; al contrario, la Formación Las Tunas se debe más bien al relleno aluvial del graben y de los valles adyacentes con el detrito producido por la renovación del ciclo de erosión en la montaña. La reducción de caudales en los ríos durante

la glaciación fue solamente una intervención adicional que favorecía la agradación.

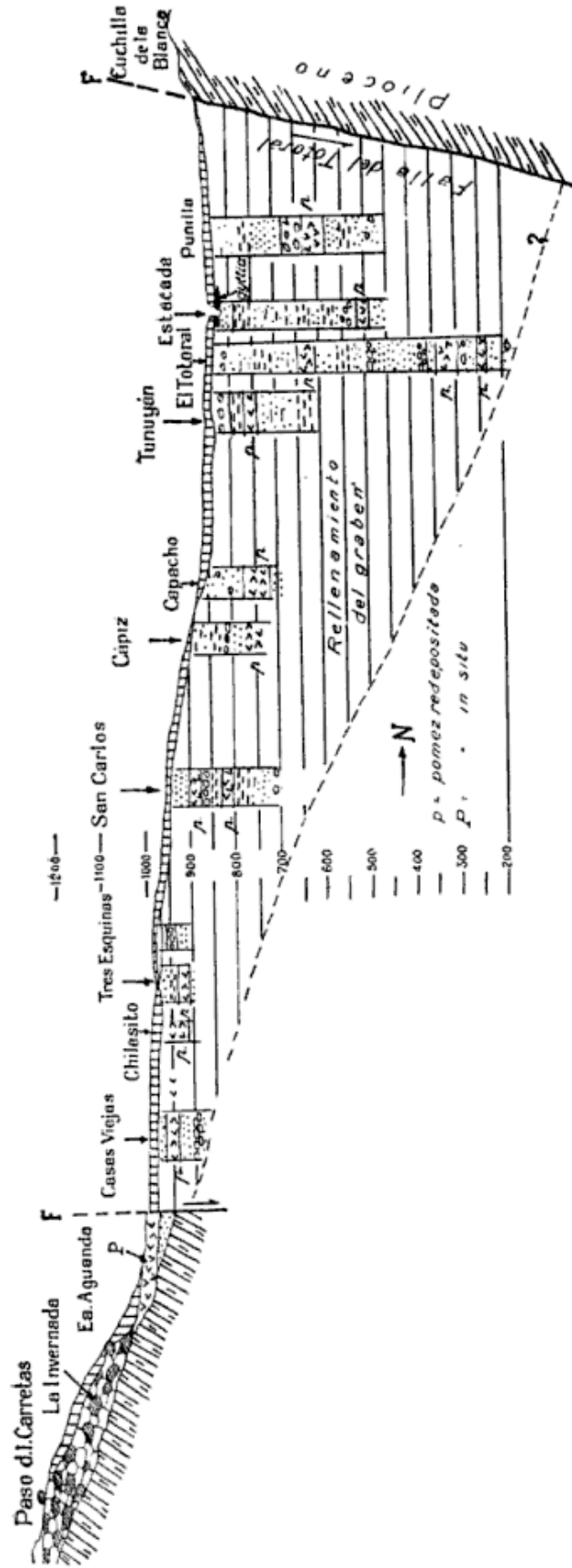
Problemas económicos. — La superficie de la gran bajada neopleistocena, estando poco cubierta por una delgada capa de limo o arena, es la zona de infiltración de las aguas de lluvia, como asimismo de las de ríos, y, por lo tanto, de importancia para la hidrogeología y el riego. Es cierto que el agua que se insume en el cono podría reaparecer en el graben en napas subterráneas. Sin embargo, la extracción del agua con bombas resulta poco económica, así que la impermeabilización de los cauces en la zona pedemontana es un postulado bastante urgente. La construcción de canales impermeables, efectuadas en el Campo de Cepillo y Las Tunas-Tupungato, ya ha dado excelentes resultados. No precisa mayores aclaraciones que esta operación debería hacerse en canales nuevos impermeabilizados, dejando los cauces viejos para el desagüe rápido de las avenidas.

XI. FORMACION "EL TOTOTAL"

Dentro del perímetro del graben de Tunuyán se ha efectuado el mayor número de perforaciones con el objeto de alumbrar aguas subterráneas. En este trabajo hemos utilizado sólo 134, cuyas descripciones se guardan en la Superintendencia de Irrigación del Gobierno de la provincia de Mendoza.

En el presente trabajo sólo se consideran estas perforaciones desde el punto de vista puramente geológico-estructural, ya que los problemas hidrogeológicos relacionados con el graben están siendo estudiados por el colega N. Porro, de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Litología y espesores. — Las descripciones litológicas de los sondeos son muy someras y a veces sumamente dudosas, de manera que la litología de una formación de este tipo no puede ser considerada completa ni definitiva. En las perforaciones se encuentran rocas piroclásticas pumíceas (granulado, ignimbritas), de fácil identificación por cualquier perforista, y por ello son una guía de la mayor importancia. El material pumíceo de la Asociación Piroclástica Pumícea se encuentra en las perforaciones redepositado y mezclado con el material elástico, mientras que en el sur (Yaucha, Papagayos) yace puro, "in situ" sobre la superficie actual, cubriendo grandes áreas del Valle Extenso.



Perfil No 15. Corte longitudinal del graben

Sobre la base de los datos de las perforaciones se han confeccionado dos perfiles, uno longitudinal y otro transversal, que caracterizan el relleno del graben atravesado por los sondeos.

El perfil longitudinal nº 15 comienza al sur, en el lugar denominado Paso de las Carretas, en el cual, sobre el Terciario, yacen aproximadamente 50 m de fanglomerados de la Formación La Invernada y en la corona la Asociación Piroclástica Pumícea. En el ambiente de la estancia Aguanda desaparecen de la superficie las tres formaciones mencionadas, dejando lugar a limos parecidos a loess que cubren los últimos asomos del complejo piroclástico.

Lamentablemente las perforaciones que siguen hacia el norte desde la estancia Aguanda son de poca profundidad: en Chilecito aparecen arena y arcillas mezcladas con el granulado y pómez a profundidades de hasta 50 m, en Casas Viejas a 80, en San Carlos a 136 y en Capiz a 125 metros. Por debajo de la superficie actual del graben.

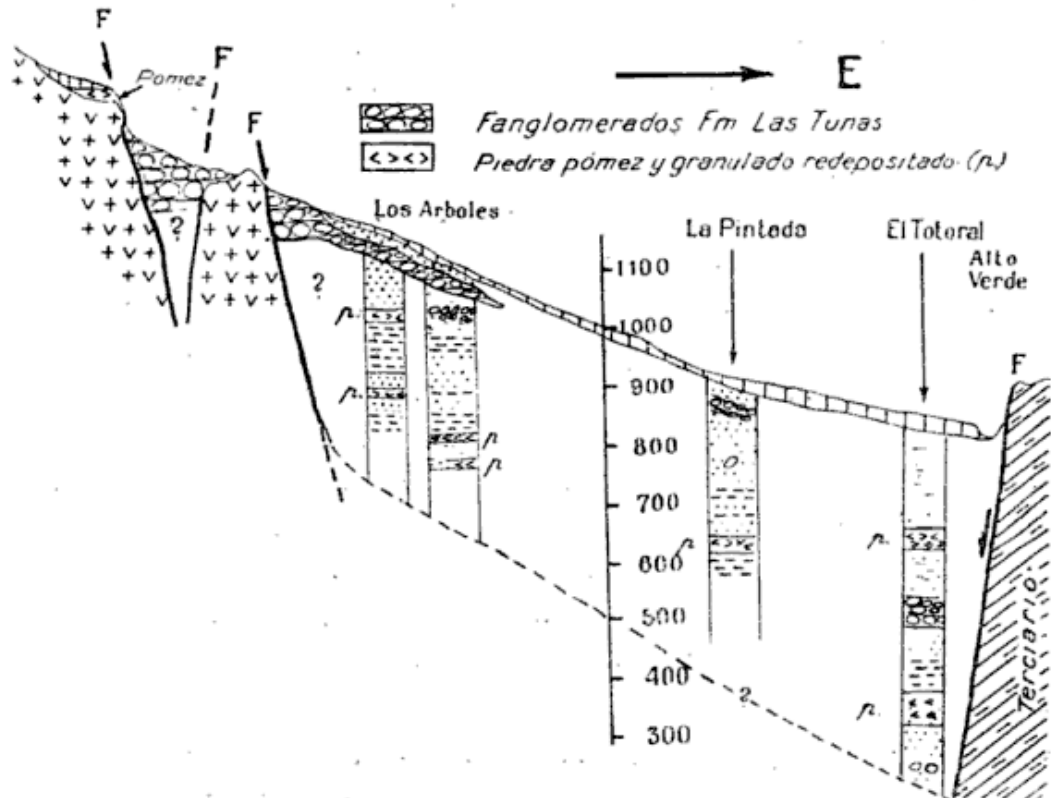
La perforación más profunda de la D. N. de Geología y Minería, efectuada en El Totoral, a poca distancia hacia el NNE de Tunuyán, alcanzó material pumíceo redepositado a profundidades mayores de 500 m, a partir de la boca del sondeo. Hay dos perforaciones más de la misma Dirección, publicadas por Stappenbeck (1917), en Perforaciones de la Dirección de Geología (1958) y también por Tapia (1935). Comparando los datos publicados, encontramos algunas diferencias, aunque no esenciales, de modo que se considera aquí como perfil más típico y completo el descrito por Stappenbeck en el segundo sondeo.

El techo de la formación es perfectamente visible en los cercanos cortes del cauce del Tunuyán y del de su tributario La Estacada. En la parte inferior yace la Formación La Estacada y sobre ella la Formación Zampal (limos parecidos al loess). Ambas formaciones se describen más adelante.

Por debajo de la Formación La Estacada, hasta más o menos 43 m de profundidad, yacen arenas con lentes y bancos de rodados con matriz arenosa, y a veces arenas tobáceas. Entre los 43,5 y los 225 m se destaca un complejo de arenas cuyos colores varían entre el pardo amarillento y el pardo rojizo. Entre los 225 y los 290 m se encuentran dos capas de arena fina con mucha piedra pómez, separadas entre sí por 8,5 m de arena fina calcárea. Siguen 61 m de arena muy fina, calcárea y micácea, y luego, entre los 351 y los 364 m, arena parda de grano mediano, con escasa piedra pómez resedimentada. Entre

los 364 y los 485 m encontramos nuevamente arenas finas, calcáreo-mi-
cáceas, y un último banco de arena fina, calcárea, pardo-rojiza con pie-
dra pómez, que desaparece a los 491 m de profundidad. Termina la
perforación con 110 m de arena con intercalaciones de "cascajo".

Otro sondeo, cercano al anterior, alcanzó una profundidad de 612 m,
o sea, sólo 238 m sobre el nivel del mar. En este perfil la piedra pó-
mez redepositada desciende hasta 535 m por debajo de la superficie
actual.



Perfil N° 16. Corte transversal del graben

Añadiremos que múltiples perforaciones del distrito de Capiz y
Carapacho, unos 10 a 15 km al sur del Totoral, muestran que el ma-
terial arenoso, arcilloso y limoso está atravesado por cinco bancos
intercalados de tosca, a las siguientes profundidades: 18 a 26, 28 a 34,
48 a 56, 72 a 77 y 90 a 100 metros. En el vecino distrito de Los Sau-
ces los bancos de tosca son también muy frecuentes hasta profundi-
dades de 300 metros.

Pasaremos ahora a considerar el perfil transversal (n° 16) del
grieta.

En la zona adyacente a la montaña, en Los Arboles, las perfora-
ciones encontraron arena con pómez redepositada a profundidades de

350 m. Aún no se sabe con certeza qué significan en realidad las “arcillas” que ocupan con frecuencia profundidades mayores. A menor profundidad predominan arenas y arenas arcillosas con bancos de tosca. En aquellas perforaciones que, en esta zona, se aproximan a la montaña, cobran importancia las intercalaciones de rodados fluviales, fanglomerados y gravas.

Aguas abajo de Los Arboles, en el distrito de Las Pintadas, el panorama sedimentológico de los sondeos no cambia; la arcilla y el limo son también significativos para mayores profundidades. A pesar de la lejanía de la montaña, se intercalan asimismo niveles de rodados y gravas fluviales, siempre de reducida potencia (de 2 a 8 m).

Finalmente, las múltiples perforaciones efectuadas en los alrededores de El Totoral revelan limo y arcilla plástica a mayores profundidades, sin que falten las intercalaciones de gravas y rodados fluviales. Finalizando la descripción somera de los sedimentos de la Formación El Totoral, mencionaremos dos perforaciones efectuadas a lo largo del arroyo Anchayuyo. En el Zampal, el material pumíceo redepositado y entremezclado con las arenas yace a una profundidad de 350 m, y en la Arboleda, cerca de la villa de Tupungato, a 285 m.

Ni una sola de las 134 perforaciones estudiadas alcanzó a alumbrar el piso prepleistoceno del graben, es decir, el Terciario o cualquier otra formación de mayor edad que El Totoral.

Edad y génesis. — Los datos de las perforaciones permiten extraer algunas conclusiones firmes y otras no tan seguras:

1. La Formación El Totoral se presenta como un relleno aluvial y probablemente también eólico de una depresión estructural profunda que, como veremos más adelante, se clasifica como un graben.
2. La potencia máxima conocida de la formación supera los 600 m, pero la verdadera debe ser mayor. Las potencias del relleno del graben merman hacia el sur y también, con menor rapidez, hacia el oeste, en dirección al borde montañoso del graben. Los espesores de la Formación El Totoral son mucho más grandes que los de las demás formaciones pleistocenas de la zona estudiada.
3. Desde el punto de vista sedimentológico la Formación El Totoral está compuesta por material clástico fino, arena y arcillas (probablemente con muchos sedimentos limosos). Estas fraccio-

nes ocupan la parte cercana a la superficie, mientras que las arcillas son propias de mayores profundidades.

4. El material clástico grueso aparece sobre todo en el borde montañoso del graben, tanto en las profundidades como cerca de la superficie. En el fondo del graben se encuentra también material grueso, considerado como aporte de avenidas estacionales.
5. La presencia probable de limo parecido al loess (loess según Stappenbeck) y de múltiples bancos de tosca que aparecen hasta los 300 m de profundidad, atestiguan el ambiente subaéreo y las condiciones de clima árido reinante durante la deposición del material.
6. Hasta la fecha faltan evidencias de la existencia de un lago grande y persistente: arcillas bien laminadas y materia orgánica (gyttia).
7. La parte nororiental del graben fue durante la sedimentación de la Formación El Totoral, una planicie aluvial o quizá una playa en la cual no faltaban las aguas que bajaban al Tunuyán desde la cordillera, pero que jamás alcanzaron a formar un lago grande. Por el contrario, los sedimentos fluviales ácuos se intercalan con los cólicos bajo un régimen de clima árido.
8. El descenso del fondo del graben se realizó en forma lenta, de tal modo que el río Tunuyán estuvo en condiciones de mantener su curso a través del umbral. El ritmo del rellenamiento aluvial de la depresión superaba al ritmo del hundimiento del graben, manteniendo de este modo en forma continua las condiciones subaéreas de sedimentación hasta la completa colmatación de la depresión.
9. Las relaciones laterales con la Formación Las Tunas son, probablemente, de engranaje lateral.
10. La presencia de rocas pumíceas redepositadas en las perforaciones más profundas atestiguan en forma terminante la juventud del relleno del graben. Carece, por lo tanto, de base asignar edad terciaria a estos depósitos.
11. La edad relativa de la Formación El Totoral, perfectamente determinable, es menor que la de la Asociación Piroclástica Pumícea y mayor que la de la Formación La Estacada, que yace en su techo.

12. La edad de esta última, según análisis del C_{14} , se estima en $9,625 \pm 200$ años.
13. La Formación El Totoral viene a quedar ubicada en la parte media del Pleistoceno superior. Es, en todo caso, penecontemporánea con la de Las Tunas y El Chillante.
14. El graben, al originar las acumulaciones, sepultó la parte hundida de las formaciones paleopleistocenas, como Los Mesones y La Invernada, de tal modo que es imposible actualmente discutir las cuestiones relativas a sus características.

XII. FORMACION "EL CHILLANTE"

El área y su ambiente.—Frente a la villa de Tunuyán, en las márgenes orientales del homónimo río, impera un relieve peculiar, elaborado y sobrepuesto sobre el Terciario de las pendientes occidentales de las Huayquerías de San Carlos. Dominan allí los guadales y un paisaje de dunas, integrado por cadenas subparalelas de médanos separados entre sí por bajos intermedios, cuyo rumbo general es NNE. En el mapa del I.G.M. figura esta área bajo la denominación de "Cordón del Toba", pero ella se refiere más bien a los médanos propiamente dichos. Los moradores y la administración pública prefieren denominar todo este extenso campo como "El Chillante".

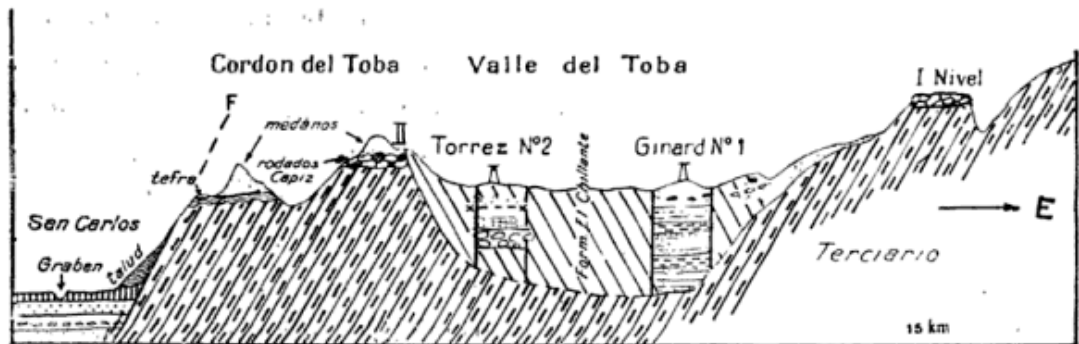
Las precipitaciones en tal área son muy escasas y se estiman (faltan mediciones) entre 150 y 180 mm a lo sumo. Es una área semi desértica.

El área de El Chillante se divide ahora en dos miembros, geomorfológicamente distintos: al poniente, cerca del curso del río Tunuyán, los cordones de médanos, y al oriente, adosándose a las Huayquerías propiamente dichas, una amplia y alargada depresión, un bajo geomorfológico de 4 a 5 km de ancho por 12 a 15 km de largo, paralelo a los cordones medanosos del Toba. Esta depresión del relieve pertenece a un sector de un sistema de valles antiguos, abandonado, decapitado y desprovisto de agua corriente perenne. Estos sectores del valle antiguo constituyen restos de una unidad geomorfológica tan distintiva, que vale ser destacada por una denominación especial. Propongo llamarla "Valle del Toba".

El "Valle del Toba", junto con los médanos del "Cordón del Toba", totalizan una unidad geomorfológica que se describirá más adelante bajo la denominación de "Región del Toba".

Afloramientos y litología. — Como ya se ha dicho, el sector del valle del Toba comprendido entre el curso del arroyo Manantiales y el paralelo de Capiz de Abajo, constituye sólo el sector central de un valle antiguo más extenso, desmembrado ahora por los procesos estructurales y por la degradación. Esta circunstancia requiere una descripción sector por sector.

Sector central del Valle del Toba. — En el borde austral del Valle del Toba, que se halla a poca distancia hacia el E del Capiz, se hicieron varios sondeos en procura de agua para la recientemente organizada Colonia Agrícola “María del Rosal”. El relleno aluvial y eólico del valle constituye una nueva formación que denominamos “El Chillante”. No hay antecedentes bibliográficos respecto a esta formación.



Perfil N° 17. Valle del Toba (parte sur)

De dos sondeos (n^{os} 1 y 2) practicados en la Colonia María del Rosal, no se poseen datos escritos, pero según aportes orales de los propietarios y perforistas, que me fue posible controlar grosso modo en desmontes, se puede reconstruir con algún detalle.

La boca de la perforación n^o 1, ubicada en la parcela suroriental del valle en el campo del Sr. Ginard, se halla a la altura aproximada de 947 m (perfil n^o 17).

- 1) 0 a 20 m Tierra vegetal suelo no maduro, gris; hacia abajo pasa a limo y arena fina, esta última estratificada; luego sigue arena conglomerádica, cuyos clastos fluviales de rocas andinas no superan en su diámetro los 0,20 m.
- 2) 20 a 36 m Arena fluvial gruesa, con material pumiceo (granulado volcánico), resedimentado.
- 3) 36 a 38 m Arcilla compacta, impermeable.
- 4) 38 a 63 m Arena mediana y gruesa, algo sabulítica.
- 5) 63 a 71 m Arcilla arenosa, con capas de arcilla plástica gris.
- 6) 71 a 94 m Arena gruesa, con cantos rodados de rocas andinas.

Capas de agua: la 1ª a 24 m de profundidad... salada, no apta.
la 2ª „ 39 m „ „ ... menos salada, regular.
la 3ª „ 94 m „ „ ... potable, dura pero abundante.

La segunda perforación más occidental, se halla en el campo del Sr. Torrez (perfil n° 17).

Arriba:

- 1) 0 a 40 m Arena, limos estratificados; a la profundidad de 10 a 14 m yace un banco limoso arenoso, con mucho granulado pumíceo redepositado.
- 2) 40 a 51 m Cantos rodados y bloques de rocas andinas; agua salada.
- 3) 51 a 61 m Rodados fluviales con pedrejonos.
- 4) 61 a 72 m Grava fina y gruesa (ripio) con matriz arenosa y granulado de pómez resedimentado.
- 5) 72 a 92 m Greda (limo arcilloso?) conglomerádica.
- 6) 92 a 103 m Greda pura color leche.
- 7) 103 a 119 m Ripio amasado, consolidado con arcilla y limo.
- 8) 119 a 131 m Greda (según el perforista, material arcilloso hasta arcilla).
- 9) 132 a 153 m Grava arenosa, acuífera, caudal 10.000 l/hora.
- 10) 153 a 155 m Greda arcillosa.

Subiendo del pozo n° 2 hacia el poniente, encontramos a la altura de 1000 m rodados fluviales gruesos (hasta 0,60 m de diámetro) con matriz arenosa, cubiertos por 1-2 m de arena eólica. Me fue imposible ver el yacimiento de estos rodados, pero según indicios de los alrededores posiblemente sea terciario.

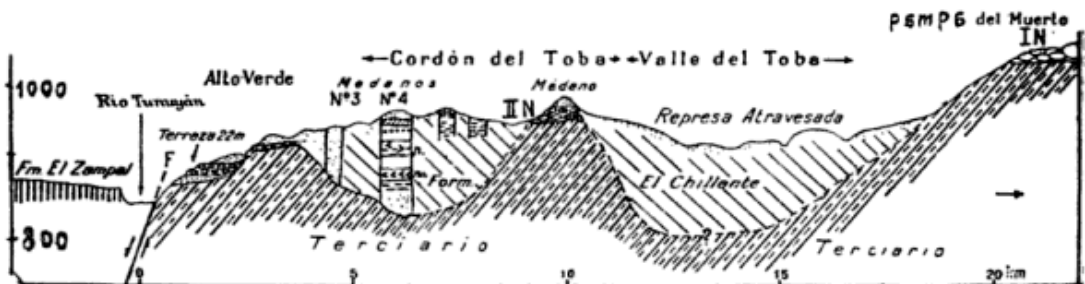
El Cordón del Toba, que flanquea por el poniente este sector del Valle del Toba, asoma unos 30 a 50 m por encima del nivel promedio del fondo del valle y está formado por médanos fijos. En algunos lugares la deflación ha logrado descubrir la capa subyacente de rodados fluviales con matriz arenosa.

Esta capa de cantos rodados me parece que pertenece a la Formación La Invernada desgastada. Las observaciones sobre la nueva formación El Chillante pueden completarse considerando el perfil transversal del Valle del Toba trazado en la parcela septentrional del valle entre la boca de La Estacada en el río Tunuyán por el W y la Pampa del Muerto, situada al naciente, en el cordón de las huayquerías (perfil n° 18). En el fondo del valle mismo faltan todavía perforaciones, pero del sector noroccidental hay algunos datos de importancia.

Esta formación se ha encontrado también en los bordes occidentales del campo El Chillante, adyacente al curso actual del río Tunuyán.

Entrando por el puente Dumit, que conduce a la ruta asfaltada hacia los Baños de Alto Verde, encontramos en la margen oriental del río una terraza de 22 m sobre el espejo del río con las siguientes características (perfil n° 18).

En la base visible de la terraza afloran limos y una arenisca arcillosa del Plioceno dislocado, cuyos estratos buzcan 15° a 16° hacia el W. Sobre él yace un banco horizontal de 2,0 m de arena sabulítica, salpicado con fragmentos del granulado volcánico y pómez. Sigue en discordancia un banco de 1,5 a 2,2 de rodados fluviales con matriz gruesa, arenosa. Entre los clastos originarios de rocas andinas, se destacan rodados esferoidales de ignimbrita. En la corona del perfil des-



Perfil N° 18. Valle del Toba (parte boreal)

cansa la arena, en su mayor parte eólica. La parte basal del perfil, constituida por arena y rodados con material pumiceo, podría acaso compararse con la parte alta de la Formación El Chillante.

Subiendo la terraza de erosión, cuesta arriba por el terreno medaneso, encontramos a la altura aproximada de 890 a 900 m, una capa o tefra de ceniza volcánica blanca que yace sobre el Terciario y a su vez está cubierta por la arena eólica. Esta capa es continua y aparece en varios rincones del paraje.

A la altura de 925 m encontramos la perforación n° 3, convertida en una tapera, cuyos tubos no han sido extraídos. El agua mana apenas por el orificio con un caudal aproximado de medio litro por hora. La profundidad del pozo, según datos orales inseguros suministrados por los vecinos, no sobrepasaría los 60 metros.

A unos 4 km. hacia el sudeste de los Baños de Alto Verde, en el campo del Sr. Arroyo Benegas, se ha practicado una perforación (n° 4 en el perfil n° 18) de mayor interés, ya que fue inspeccionada por un geólogo competente (Dr. D. Nesossi).

Arriba:

- 1) 0,0 a 8,0 m Arena fina a mediana, arcillosa, levemente calcárea.
- 2) 8,0 a 16,0 m Arena fina arcillosa con intercalaciones de tosca y material pumíceo. Nivel del agua.
- 3) 16,0 a 27,0 m Arena fina a mediana, cementada, gris calcárea.
- 4) 27,0 a 30,0 m Arena mediana y grava fina, gris.
- 5) 30,0 a 31,0 m Arena fina arcillosa, marrón clara.
- 6) 31,0 a 47,0 m Arcilla rojiza plástica, con intercalaciones de arena fina, tosca y material pumíceo.
- 7) 47,0 a 63,0 m Arena fina a mediana, con intercalaciones arcillosas y de gravilla en parte cementada, grisácea.
- 8) 63,0 a 64,0 m Arcilla arenosa fina, plástica, calcárea.
- 9) 64,0 a 68,0 m Arena y grava gruesa, gris, en parte cementada.
- 10) 68,0 a 79,0 m Arcilla pardo-rojiza, plástica, calcárea, con material pumíceo.
- 11) 79,0 a 81,0 m Arena fina mediana, gris y gris clara, arcillosa; algo de CO₂Ca.
- 12) 81,0 a 85,0 m Arcilla plástica rosada, calcárea.
- 13) 85,0 a 107,0 m Arcilla plástica gris amarilla, en la base arenosa fina y calcárea.
- 14) 107,0 a 108,0 m Gravilla arenosa, algo cementada, muy calcárea.
- 15) 113,0 a 126,0 m Arcilla plástica marrón-parda, calcárea.

La perforación recién descrita es homologable por su litología uniforme con las anteriores y debe considerarse a causa de su exactitud como lugar típico para la Formación El Chillante. Por ahora poseemos algunos datos que permiten discriminar en el sector del campo de El Chillante dos cuencas de sedimentación, o sea dos valles separados entre sí por una divisoria, playa y amplia, constituida por el substrato terciario en cuya corona descansan remanentes de la Formación La Invernada y los médanos. Esta divisoria de entonces resalta todavía con alguna precisión en el Cordón del Toba.

Sector septentrional. — Pasando del sector El Chillante hacia el norte por la represa del Atravesado y el arroyo seco de los Manantiales notamos con claridad un cambio en el panorama. Desaparece allí progresivamente el Cordón del Toba, conservándose solamente un nivel geomorfológico, una planicie que corresponde perfectamente a los fondos de los valles secos y abandonados del campo de El Chillante. Este nivel sigue con mayor o menor claridad hacia el norte hasta el dique de Medrano, situado a la salida del río Tunuyán de las Huayquerías a la Depresión de Mendoza. De lo expuesto se puede deducir que en este sector concurrían varias cuencas sedimentarias, o sea se juntaba un río (Tunuyán) con el Papagayos.

Este sector ha sido gravemente degradado por la red hidrográfica y por lo tanto, la reestructuración paleogeográfica está erizada de dificultades, tanto más que el material sacado de perforaciones no es siempre fidedigno. En este último sector del valle era mucho más amplio.

Desde el puente tendido sobre el río Tunuyán subiendo por el nuevo camino de Y.P.F. a Vacas Muertas, fuimos a dar, a la altura de unos 852 m, con una flamante colonia del Sr. A. Furlotti, con tres perforaciones, las que han alumbrado agua subterránea sin surgencia. Según comunicación verbal del perforista, se siguen en las perforaciones de arriba hacia abajo:

- 1) 2,2 m Arena eólica; pasa hacia abajo a un limo muy parecido a loess.
- 2) 2,2 a 34,0 m Grava y gravilla con poca agua.
- 3) 34,0 a 39,0 m Arcilla plástica.
- 4) 39,0 a 55,0 m Arena fluvial mediana.
- 5) 55,0 a 57,5 m Arcilla.
- 6) 57,5 a 60,0 m Cantos rodados con matriz arenosa, con el horizonte acuífero.

El borde oriental del valle está formado allí por la Formación La Invernada, que constituye una franja de mesones del cerro Bola (905 m), pero el borde occidental ha sido desgastado por la erosión de la densa red de arroyos, ahora secos, y también por el río principal, que se acerca hasta los bordes del antiguo valle.

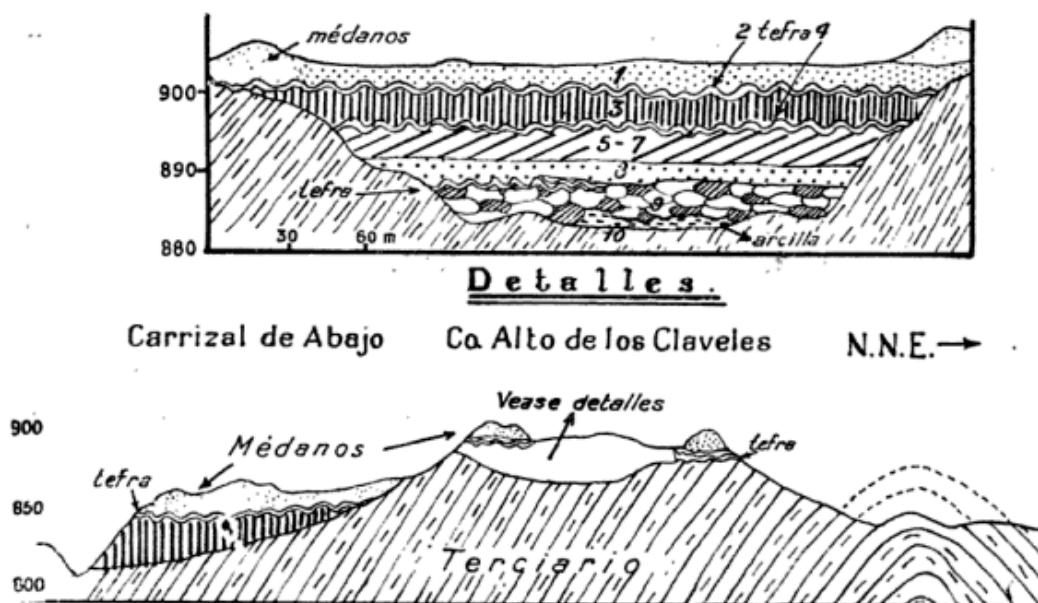
Finalmente, el borde occidental del valle antiguo aparece en el lado opuesto del río Tunuyán en la punta oriental de la estructura Lunlunta-Barrancas en el paraje El Carrizal de Abajo, cuya parte austral está cubierta por guadales y médanos. Un magnífico corte natural del cerro Alto de los Claveles (910 a 912 m) muestra la siguiente estratificación (perfil n° 19).

Arriba:

- 1) 1,8 m Arena fina, pulverulenta y arena de médano.
- 2) 0,1 a 0,5 m Ceniza volcánica blanca.
- 3) 3,25 m Limo parecido al loess, con intercalaciones arenosas y capas yesosas.
- 4) 0,7 a 1,0 m Ceniza volcánica blanca, consolidada con yeso en grietas.
- 5) 0,5 m Limo arenoso amarillento, con nodulitos de tosca.
- 6) 2,1 m Arena fina, parcialmente limo gris amarillento.
- 7) 1,0 m Limo arcilloso de color pardo verdoso, bien estratificado y sin CO_2Ca .
- 8) 2,2 m Arena mediana fluvial, estratificada, sabulítica, sin CO_2Ca .

- 9) 0,3 m Arena mediana a fina, con material arcilloso y rodados de rocas ígneas. Nodulitos de CO_3Ca .
- 10) 1,0 a 2,6 m Grava y rodados de rocas andinas con matriz arenosa.
- 11) Terciario, decapitado (alt. 885 m).

Es siempre arriesgado paralelizar afloramientos dispersos, pero en nuestro caso se ofrece una sola interpretación como probable. Las gravas y los rodados junto con las arenas fluviales suprayacentes, que descansan sobre el Terciario, pueden representar una sedimentación fluvial acumulada en el borde de un valle correspondiente a la For-



Perfil No 19. Co. Alto de los Claveles

mación La Invernada. En favor de tal asignación habla la altura del depósito fluvial.

De tal manera, el Alto de los Claveles representaría el borde occidental del Valle del Toba a su salida de las Huayquerías a la depresión de Mendoza.

Sector austral. — El problema del origen del Valle del Toba es difícil para una solución perfecta. Sin embargo, existe la posibilidad concreta de ver la prolongación austral del sector central del Valle del Toba en la región situada al SE de San Carlos. Unos 3,5 km al este de la villa asoma la punta septentrional del largo cordón de médanos de Casas Viejas de rumbo meridional, homólogo perfecto del Cordón del Toba. Este cordón se extiende 12 km hacia el sur hasta

la altura de Chilecito, siguiendo luego con interrupciones unos 8 km hasta la estancia Aguanda a la altura de Pareditas.

Entre el cordón de médanos de Casas Viejas y los primeros asomos de rocas terciarias coronados por rodados de la Formación La Invernada es decir hasta la falla del cerro Negro, se expande un valle antiguo y amplio (3,5 a 4,0 km) con desagüe poco definido y dirigido hacia el norte. Sus características geomorfológicas son muy parecidas a las del sector central del Valle del Toba. En la superficie yacen limos parecidos al loess y arenas fluviales y eólicas, las primeras salpicadas por sábulos y rodaditos de rocas andinas.

En este amplio valle se ha practicado una sola perforación en la finca atendida por el Sr. Fontana, la cual a los 80-90 m de profundidad dió con una pobre capa de agua en una arena fina que descansa sobre una gruesa capa de arcilla, probablemente de edad pliocena.

Según datos orales del mencionado señor, el trépano pasó por limos y arenas impuras con lentes de grava, que se atribuyen con reservas a la Formación El Chillante.

El reducido caudal del pozo indica en forma bastante evidente, que estas aguas son de origen local y se deben a la infiltración de precipitaciones en una amplia área que hacia el sudeste llega hasta el cerro Guadal y el volcán Huayquerías.

En el poniente se adosa al cordón de médanos una llanura que descende con una pendiente muy suave hacia el arroyo Aguanda Papagayos. Las colonias agrícolas llegan hasta el pie del médano, utilizando aguas subterráneas.

Toda la zona ha sido perforada con intensidad; así, en esta parte del paraje Casas Viejas se cuenta con unas 16 perforaciones cuya profundidad máxima no sobrepasa los 100 m. La primera capa de agua pasa a profundidades que oscilan entre los 36 y los 48 m, y la segunda entre los 60 y 88 m; ambas suministran agua de buena calidad y en cantidad abundante. Los sondeos revelan una secuencia de arenas, capas de pedregullo y niveles arcillosos. A distintas profundidades aparece el material pumíceo redepositado. Estas características atestiguan que del lado occidental del cordón medanoso estamos ya en el ambiente del graben y de la Formación El Totoral, mientras que el cordón mismo y también la base del valle abandonado yacen sobre el Terciario a poca profundidad. De estas circunstancias, se deduce que en el borde occidental del cordón medanoso corre una falla.

Características generales de la formación. — Los datos disponibles, originarios de perforaciones, permiten solamente una somera caracterización litológica de la Formación El Chillante. Esta representa un relleno aluvial del sistema de valles maduros de apreciables dimensiones, constituido por capas de rodados fluviales, grava y arena que suelen ocupar la base de la formación, con intercalaciones de arcilla que retiene niveles de agua subterránea. La parte mediana está totalizada por arena fluvial, grava y limos (lamentablemente no definidos) mientras que cerca de la superficie predomina un limo amarillento muy parecido al loess, intercalado entre la arena. En suma, el material arenoso es muy significativo para la formación y debió de provenir de la degradación del adyacente Terciario en las Huayquerías de San Carlos.

Una característica positiva de importancia es la constante presencia de material pumíceo granudo, redepositado e intermezclado con capas de distinta granulometría. Entre este material pumíceo figura como elemento distintivo el granulado de pómez, pero parecen faltar o quizás escasean las ignimbritas, que son significativas para las fases posteriores de la Asociación Piroclática Pumícea. Su potencia máxima primitiva no debió de sobrepasar los 100 a 120 m en la parte mediana del valle, atenuándose luego, tanto aguas arriba como también aguas abajo.

Los sondeos alcanzaron una capa arenosa conglomerádica (acuífera) de edad pleistocena y en algunos una arcilla arenosa de dudosa edad. La disposición areal e hipsométrica de los afloramientos terciarios en el campo El Chillante y también en Casas Viejas, autoriza la deducción de que el Valle del Toba ha sido elaborado en los estratos terciarios, que constituyen el piso de la Formación El Chillante. En el techo hemos encontrado limos parecidos a loess y una tefra de ceniza blanca cubierta por los médanos o arena eólica.

Es cierto que en las Huayquerías de San Carlos no se ha encontrado hasta la fecha ningún afloramiento del granulado de pómez, que podría abastecer a nuestra formación con el material pumíceo. Este material ha sido arrancado en el área del Valle Extenso y resedimentado aguas abajo. No hay duda que el arroyo de los Papagayos de aquellos tiempos pasaba desde el Paso de las Carretas, por Agnanda, después corría por el sector austral detrás del médano de Casas Viejas y luego por el sector central del valle del Toba hacia el dique de Medrano, donde se juntaba con el valle de Tunuyán, Anchayuyo y

Las Tunas. El extraordinario ancho de los valles (hasta 4 km), comparado con el arroyo poco caudaloso de los Papagayos, indica en forma convincente que el relieve alcanzó una etapa de plena madurez en el desarrollo final del tercer ciclo fluvial. Así, la sedimentación de la parte basal de la Formación El Chillante se debió a dos causas: al desarrollo geomorfológico y al clima árido, que se deduce de la presencia de limos y limos parecidos a loess, como también de la escasez de material grueso en los sedimentos.

Edad. — El tiempo de la sedimentación de la Formación El Chillante se puede circunscribir en la siguiente manera:

La constante presencia del granulado pumíceo, resedimentado en distintos niveles de la Formación El Chillante, indica menor edad que la del complejo granular de la Asociación Piroclástica Pumicea. La aparente falta de elementos ignimbríticos en El Chillante, junto con la presencia de ellos en el borde del graben en el paraje Alto Verde, indicaría que la Formación El Chillante comenzó a formarse después de la sedimentación del granulado, pero con anterioridad al definitivo descenso del graben y a la erupción del complejo ignimbrítico. En todo caso, la parte basal de la Formación El Totoral es muy parecida a la de El Chillante y coetánea con éste. Un momento decisivo en la historia del relieve y de la sedimentación de la Formación El Chillante fue el de la iniciación del descenso del graben de Tunuyán junto con el hundimiento del bloque estructural de Casas Viejas.

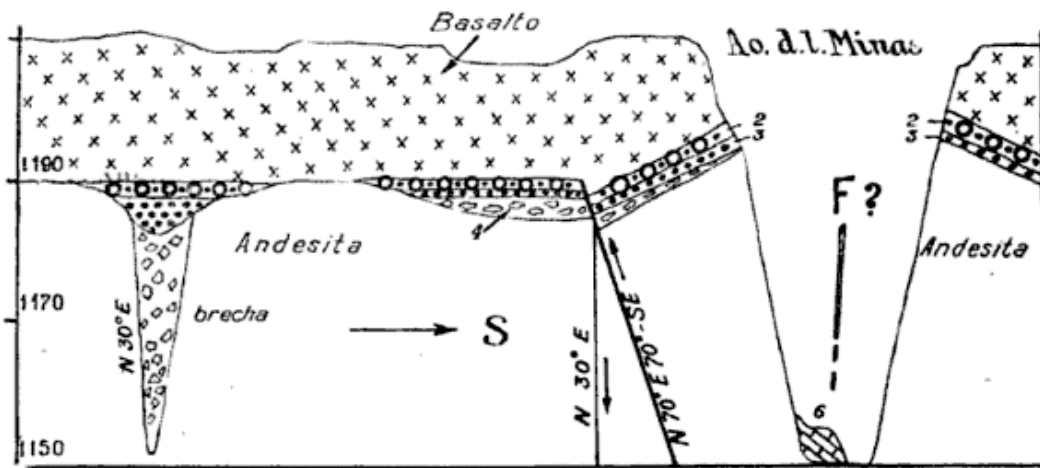
El descenso tectónico del fondo del graben inició por una parte la destrucción del antiguo sistema del arroyo de los Papagayos, el que quedó incluido en el sistema del río Tunuyán, en el paralelo de Pareditas, o sea a unos 70 km al sur de la junta antigua en el dique de Medrano. Por otra parte, la formación del graben y de la nueva red hidrográfica desconectaron los sectores del antiguo valle del Toba del aporte fluvial, así que el rellenamiento ulterior de la Formación El Chillante corre por cuenta del aporte detrítico del lado huayque-riano y eólico solamente. Como agente de transporte, el agua perdió su importancia y ha sido reemplazada por el viento y la deflación, que constituyen procesos dominantes en la historia ulterior del relieve del valle del Toba.

1953
1954
1955

XIII. ASOCIACION VOLCANICA NEOPLEISTOCENA

Introducción. — Bajo la denominación del epígrafe se reúnen rocas volcánicas e hipabisales de composición basáltico-andesítica, extrusadas durante el Pleistoceno superior.

Propagación areal y relaciones estratigráficas. — El área de propagación, como también su alineamiento general meridional de los centros efusivos, coincide en forma llamativa con las franjas de las vulcanitas infrapleistocenas que se desarrollan en la parcela austral de la zona estudiada en este trabajo. Este hecho, junto con iguales características petrográficas y la abundancia de producto de erupciones



hacen posible interpretar esta fase del volcanismo como una nueva reactivación del volcanismo básico a mesosilíceo de edad paleopleistocena.

En la ya mencionada franja oriental, encontramos el volcancito cerro Guadal (1.323 m), situado al NW del cerro Huayquerías. Se presenta como un cono chato de 46 m de altura, formado por escoria y lapilli de basalto olivínico. El cráter, de 15 m de profundidad, se ha conservado relativamente bien, ya que sólo la parte oriental está rebajada por la erosión.

En este lugar no puedo todavía enumerar todos los volcanes de esta asociación, que siguen hacia el sur bordeando el flanco oriental del bloque de San Rafael, tanto más que los elementos de juicio para separar el volcanismo infrapleistoceno del superpleistoceno raras veces permiten una asignación de edad bien fundada. Con toda proba-

bilidad habrán de incorporarse a esta franja algunos volcanes de la hoja 27c, ubicados por Dassanti (1956) en el Basalto 4, y otros más lejanos hacia el sur.

Durante el relevamiento geológico minero, efectuado por la Dirección Provincial de Mendoza en el año 1949, tuve la oportunidad de precisar algunos datos de importancia respecto al llamado Basalto 4. Excelentes cortes al respecto ofrecen los alrededores de la mina San Eduardo (Dpto. Nevado). La superficie se exhibe al observador como una amplia meseta basáltica disecta por el arroyo de las Minas, cuyas barrancas miden 40 m de altura. Por encima de la superficie de la meseta se proyectan lomas y cerros islotes constituidos por una andesita suprapaleozoica. Estos islotes, circundados por el basalto fluidal, son "steptoes" (Lahee, 1941).

Se suceden en el Perfil n° 13 de arriba hacia abajo:

1. 4,2 m Basalto olivínico oscuro, macizo, fresco. La parte basal ocluye trozos de escoria basáltica, arrancada de su piso por la colada avanzante.

Fase efusivo-explosiva:

2. 1,0 m Lapilli, bombas y escoria basáltica cementados por calcita y aragonita.
3. 0,5 m Lapilli y granulado de basalto vesicular, esponjoso, de color negro o marrón y de estratificación lajosa, sin cemento calcáreo.
4. 2,8 m Grava cementada por CO_2Ca , constituida por clastos de andesita del substrato, algunos de la riolita, cuarzo y algunos rodaditos de basalto vesicular. Como intercalaciones suelen aparecer lenguas de aragonita. En suma, una tufita hidrotermal.
5. 32 m Andesita antigua, probablemente mesovariscica (intercarbónica), muy alterada en la superficie de una planicie de destrucción y cuyo relieve prebasáltico es bajo. Un juego de fallas se repite en tres rumbos constantes (N 30 a 35°E, N-S y N 70°E), deshaciendo el substrato en un mosaico de bloques triangulares o romboidales. El rechazo vertical es pequeño y se estima en 5 m término medio. Las fracturas interesan también a las capas suprayacentes, constituidas por el material piroclático debido a la fase explosiva. De esta manera la fracturación del viejo substrato es coetáneo con el derrame de la colada.

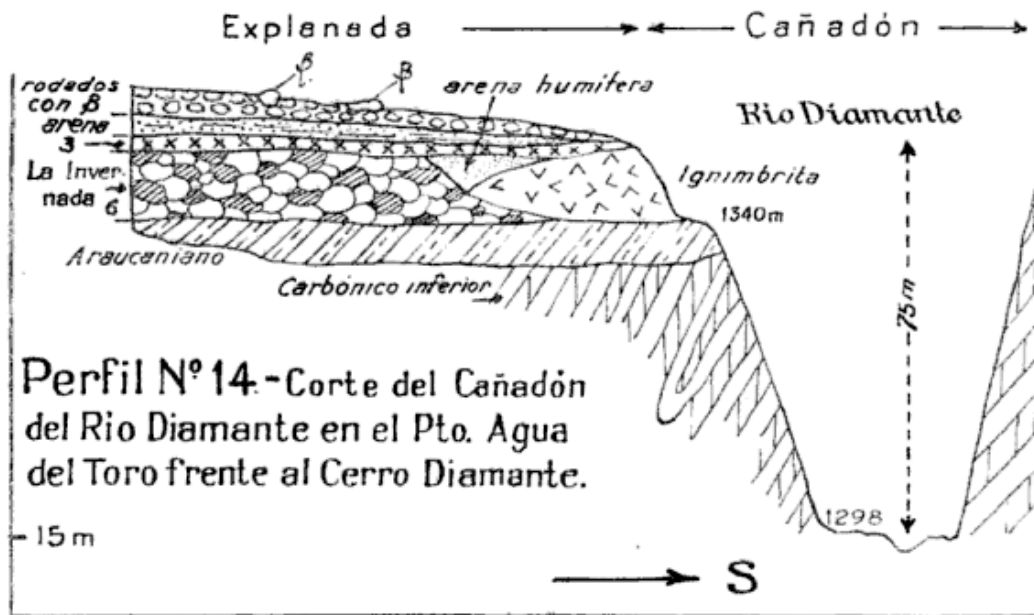
En el fondo de la quebrada existe un pequeño depósito (6) de la costra calcárea hidrotermal de la formación Aguas de Loyola.

La segunda línea franja de volcanes bordea el bloque de San Rafael por el poniente. Comienza con los cerros Gaspar, Sepultura y otros. Un interesante volcán de esta asociación es el cerro "El Pozo"

descripto con anterioridad (Polanski, 1954). Este volcán se formó en el Campo del Bajo, cubierto por la continua capa piroclástica pumicea, la que fue afectada por la explosión que conformó dos lindísimas y frescas calderas. En una está, emplazado en el fondo de la caldera de explosión, un cono basáltico constituido por el material piroclástico basáltico cruzado por diques de basalto fresco y rico en olivina.

El representante más típico de esta asociación es el volcán cerro Diamante (2.354 m) ubicado correctamente por Dessanti (1957) en el Basalto 4.

En compañía del colega R. Zardini levantamos en el flanco sep-



tentrional del profundo cañadón del río Diamante en frente del mencionado volcán, un perfil de importancia estratigráfica (véase perfil n° 14).

Se aprecia aquí a simple vista, un clásico ejemplo del fenómeno geomorfológico conocido con la denominación de "vale en valle". Arriba se extiende una amplia terraza, una explanada que pertenece al fondo del valle elaborado durante el segundo ciclo fluvial. Abajo se ve un valle joven, una garganta muy estrecha y profunda (70 m) por cuyo fondo fluye el Diamante. Esta garganta es producto del rejuvenecimiento del subsiguiente tercer ciclo fluvial.

En las hombreras de la explanada se ven cortes con sedimentos, que de arriba hacia abajo ostentan:

1. 0,5 a 3,0 m Capa de rodados fluviales gruesos, con matriz arenosa con gran cantidad de clastos y rodados de basalto olivínico de hasta 1,0 m de diámetro.
2. 1,0 a 4,0 m Arena conglomerádica estratificada, fluvial, en su parte basal más bien un barro arenoso.
3. 1,0 m Manto continuo de escoria y lapilli de basalto.
4. Lente de arena humífera, rellenando un antiguo cauce.
5. hasta 0,8 m Ignimbrita (toba aglutinada pumícea).
6. 4,0 a 5,0 m Rodados fluviales gruesos, con algunos pedretones mayores (de 1,2 m) y matriz arenosa, corresponde a la parte erosionada de La Invernada, quizás II A.
7. 7,0 a 8,0 m Sedimentos finos de edad pliocena.
8. 50 m Carbónico plegado.

Según Dessanti, la colada de Basalto 4 bordea solamente la garganta del lado austral y no pasa al lado opuesto. De esta circunstancia se deduce que el basalto fluidal no podía pasar al otro lado del río y cubrir las ignimbritas. Allí llegó solamente el material piroclástico depositado del aire, así que ya había alguna incisión del río en el nivel II A. Por esta razón, como también por la superposición del material coetáneo basáltico sobre la Asociación Piroclástica Pumícea, debemos aceptar la designación de Dessanti, como fundada.

La tercera línea pedemontana tiene representantes en el cerro Hondo (2.160 m) centros situados en La Faja y un pequeño centro efusivo se ubica en la cuenca del arroyo Manzano aguas arriba del refugio militar General Olazábal. De un pequeño centro efusivo situado sobre la colada de basalto paleopleistoceno, baja una lengua de basalto olivínico al nivel del arroyo de la Horqueta, indicándolo a la altura de 2.250 m. Aguas arriba del dique hay depósitos lacustres, ahora cortados por el río y expuestos.

La cuarta línea, la intermontánea, está situada a lo largo del curso superior del río Tunuyán (para más detalles, véase Polanski, 1956, 1957). Las coladas han descendido profundamente al valle, pero sin alcanzar a cubrir las terrazas más jóvenes. La erupción comienza con la fase andesítica y termina con el derrame de la lava fluidal basáltica.

El cono del volcán San José (6.010 m) está también constituido por el basalto neopleistoceno, que ha sido englazado durante la última glaciación, pero vale añadir que la actividad eruptiva perdura en este foco hasta la fecha. El volcán sigue siendo activo.

Litología. — De lo antes expuesto, resulta que la actividad volcánica de la asociación neopleistocena comienza con el magma andesítico y termina con el basáltico.

Las andesitas hornbléndicas son rocas frescas de coloración gris clara hasta blanquecina. La plagioclasa es ácida, la hornblenda se mantiene fresca, pero los piroxenos o están ausentes o aparecen como un mineral accesorio.

Los basaltos de esta asociación son invariablemente olivínicos y no difieren de los paleopleistocenos, así que no hace falta repetir su descripción.

El hidrotermalismo relacionado con ellos se ha desarrollado débilmente.

Edad. — Debemos la primera ubicación cronológica a varios trabajos de Groeber citados con anterioridad. Este autor coloca las Andesitas 4 y los Basaltos 4 en el Pleistoceno superior. En su nueva terminología ellos corresponden al Tilhuelitense superior y el Chapualitense superior con una ubicación parecida a la anterior.

De lo expuesto en la parte descriptiva, resulta que las erupciones comenzaron con posterioridad a la sedimentación de la formación Las Tunas, pero antes del englazamiento final de la montaña; confirmando, entonces, las edades asignadas por Groeber, hemos dado edad neopleistocena a la asociación.

XIV. FORMACION REAL DE YARETAS

(Sedimentos glaciares internos)

Generalidades. — La formación está totalizada por los depósitos situados a mayores alturas que el río Blanco. Están los sedimentos glaciares internos de la formación adentro de la montaña y por lo tanto se consideran como internas y de menor edad. Los detalles han quedado expuestos en las descripciones de las Hojas 24a, 24b y 25a (Polanski, 1954a, 1956 y 1956a).

Ahora tocaremos solamente los puntos que nos interesan. En la bibliografía disponible no he encontrado datos utilizables al respecto.

Afloramientos y rocas. — El lugar típico se halla en las cabeceras del arroyo grande del Portillo, cerca del Real de Yaretas, por el cual pasa la senda de herradura hacia el Portillo Argentino (4.380 m) y el valle intermontáneo longitudinal del Alto Tunuyán.

El mencionado real (3.620 m) se adosa a la morena de terraplén, cubierta abundantemente con los escombros superficiales. La topografía es fresca, los clastos yacientes en la superficie no están alterados, la cubierta vegetal es rala y discontinua. En la adyacente al N quebrada de los Guanaquitos la morena terminal está mucho mejor conservada gracias a la escasez de cursos de agua. Su cumbre alcanza la altura de 3.600 m aproximadamente. En esta parcela del cordón del Portillo los circos glaciarios aparecen ahora vacíos.

En la cuenca imbrífera del río Blanco, la misma morena de terraplén se halla a 3.250 m de altura en San Eduardo. Ella invale y cubre la parcela proximal de la morena exterior; su superficie y sus rocas son frescas y sus formas están poco alteradas por la degradación, careciendo por completo de cubierta vegetal. En las cabeceras del río de las Tunas el arco de la morena interna aparece a la altura de unos 3.700 m, siendo quizás una morena de retroceso.

Morenas de retroceso. — Ahora tocaremos concisamente el problema del retroceso de los glaciares internos. Esto se puede ver y estudiar sólo en aquellas quebradas donde faltaban las cubiertas detríticas sobre el glaciar encubierto, así que las fases de retroceso son leíbles únicamente en los glaciares de tipo alpino, libres de cubierta detrítica. En la artesa del arroyo Marmolejo, tributario del Palmares en el Alto Tunuyán, he encontrado la más diáfana situación. La morena terminal interna se halla a la altura de 3380 a 3400 m. Un arco doble de till cierra con una vega una depresión del aparato terminal, ahora colmada de material detrítico.

La primera morena de retroceso, a 3600 m de altura, es baja (más o menos 30 m) y endica una depresión interna rellena con material detrítico, turba y lagunitas. La segunda se halla entre 3600 y 3680 m de altura, con una depresión rellena por turbales y lagunitas traseras.

Finalmente, la última morena a los 3800 m, cierra un circo vacío con respaldos en forma de pared. El relleno de esta depresión consiste en derrumbes y taludes. Las tres etapas de retroceso se desarrollan también en la cercana quebrada del arroyo Miranda, donde hay tres arcos soldados de morenas de retroceso. En otros lugares, 2 ó 3, según las condiciones físico-geográficas y la amplitud de la cuenca de alimentación.

Respecto a la longitud debemos destacar que los hielos de la fase interna eran realmente glaciares de circos, cuya máxima extensión no

sobrepasa los 4,0 km. El único glaciar muy extenso es de los nacimientos del río Tunuyán; este caso excepcional se relaciona con su enorme campo de alimentación.

Edad. — La dificultad principal que ofrece la exacta interpretación cronológica del ente radica en los ya aludidos enormes obstáculos para la paralización de los englazamientos de nuestro hemisferio con el padrón cronológico standard del norte.

Haciendo caso omiso de la mencionada incertidumbre acerca de la posición cronológica, podemos inferir que las morenas internas, junto con las de retroceso, representan la última fase de glaciación pleistocena, Main Wisconsin = Würm II del Hemisferio Norte.

Subrayando todas las evidencias adoptadas en este y anteriores trabajos respecto a las glaciaciones de la llanura pedemontana de Mendoza, llegamos a la conclusión única posible y real: los conceptos sobre glaciaciones de la llanura pedemontana, pregonadas por Groeber, Dessanti, Corte y Guiñazú, carecen por completo de evidencias geomorfológicas, sedimentológicas y climáticas.

El punto débil de nuestras consideraciones es la falta, como también, la discontinuidad de relieves y sedimentos glacifluviales distales que cuesta abajo engranaran con una definida formación la llanura pedemontana. La solución aquí presentada es, en consecuencia, una solución aproximadamente correcta.

XV. FORMACION LA ESTACADA

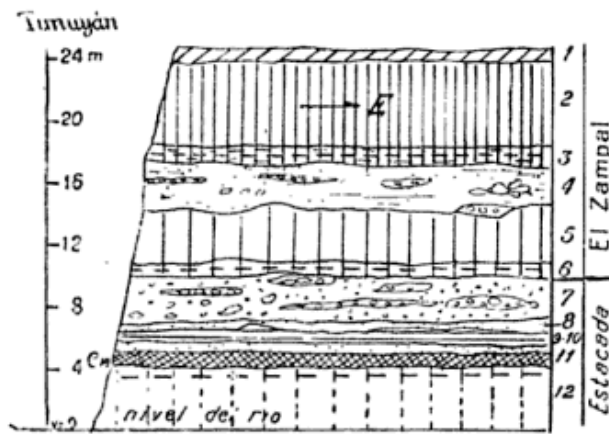
Nociones generales. — La Formación La Estacada incluye un paquete de sedimentos eólicos y fluviales, arenosos y lagunares, con bancos y lentes intercaladas de una gyttia, que se ha investigado para determinar su edad absoluta en base al radiocarbono.

La base de la formación no es visible en cortes naturales; sin embargo, las perforaciones atestiguan que en el yaciente de nuestra formación descansa la formación El Totoral y en su techo la de El Zampal. Su potencia se aprecia aproximadamente en 10 a 15 metros.

Afloramientos y litología. — El lugar típico estaría en las barrancas septentrionales del arroyo de La Estacada, unos 100 m aguas abajo del puente de la ruta asfaltada n° 40, sobre el arroyo homónimo (véase perfil n° 20).

Desde arriba:

- 1) 0,40 Horizonte A y B del suelo actual.
- 2) 5,00 Limo parecido al loess, amarillento, con CO_3Ca , sin estratificación visible, formando paredones verticales como el loess típico. Delgaditas lentes de arena muy fina, se intercalan.
- 3) 0,95 m Limo parecido al loess, algo verdoso, finamente laminado, con menor % de CO_3Ca , con raíces de plantas, verticales y limonitizadas.
- 4) 2,3 m Capa de arena, grava y gravilla de origen fluvial con intercalaciones de arena y arcilla sin carbonatos pero con apreciable cantidad de yeso cristalino en nódulos y de sal eflorescente.
- 5) 2,5 m Limo parecido al loess con CO_3Ca , color amarillento-marrón, casi



Perfil N° 20. La Estacada

no estratificado, pero intercalado con lentes de arena eólica muy fina.

- 6) 1,0 m Limo parecido al loess levemente estratificado y sin carbonatos.
- 7) 3,1 m Banco de sedimentos fluviales estratificados, que acusan bruscos cambios laterales de las características granulométricas (arena gruesa, rodados y arcilla).
- 8) 0,15 m Lenguas de arena limosa, gris amarillenta.
- 9) 0,45 m Un emparedado constituido por láminas de arcilla verdosa y de gyttia, con nodulitos de yeso.
- 10) 0,3 m Limo arenoso y arena fina, de color grisáceo oscuro debido al bajo % de materia vegetal en alteración.
- 11) 0,7 m Banco negro de gyttia arcilloso-limosa, con cristalitos de yeso y una que otra lente de arena muy fina; lateralmente pasa a la facies calcáreas como marga de prada. Relleno de un recodo abandonado del antiguo cauce.
- 12) 0,25 m Limo arcilloso con bajo % de materia vegetal.
- 13) 2,85 m Limo parecido al loess, fino, sin estratificación perceptible a simple vista; en seco, gris amarillento con manchas de hidróxido de hierro. La base es arenosa y acuífera.

Este perfil, con pocas diferencias, se repite enfrente, en las barrancas australes del valle de La Estacada, pero la estratificación en algunos es mucho más destacada y más visible, lo que condujo a algunos autores a considerar estos sedimentos como lacustres, lo que no se justifica de ninguna manera. En realidad los materiales finos son sedimentos destacadamente eólicos y no difieren esencialmente del loess de la provincia de Buenos Aires. Diversos sedimentos fluviales y de charcos pantanosos completan este complejo, pero no tienen características de un sedimento límnic y no son distintivos de las formaciones.

Las capas 1 a 6 del perfil, con dos bancos de limo parecido al loess, pertenecen a la formación El Zampal, y los sedimentos fluviales subyacentes, junto con banco de limo parecido al loess, constituyen la formación La Estacada.

La extensión areal de la formación no es bien conocida a causa de la mala exposición y falta de cortes naturales suficientemente profundos. Aguas arriba y abajo hay cortes de la formación sin banco de gyttia y sedimentos fluviales acompañantes, estando ellos sustituidos por una discordancia erosiva o una tefra de ceniza volcánica blanca. Así, por ejemplo, en el perfil n° 21, en El Zampal, la formación La Estacada tiene otro aspecto. Las capas fluviales no aparecen allí sino una tefra, pero aflora bien definido el tercer banco de limo, parecido al loess, muy típico (véase análisis granulométrico, pág. . .), en cuya base yace otra tefra y sedimentos fluviales que se incluyen también en la formación. Las perforaciones existentes, por ahora no han propiciado datos exactos para la precisa separación entre la formación aquí tratada y la de El Totoral. Aparentemente existe entre ambas una lenta transición.

Me doy cuenta que los fundamentos de la formación podrían ser objetados. Es cierto que La Estacada podría incluirse como un miembro basal de la formación El Zampal, pero en la situación actual del problema prefiero temporáreamente separar este conjunto muy heterogéneo de El Zampal, que es destacadamente loésico. Mientras que La Estacada, preferentemente de origen fluvial, ya que el banco de limo parecido al loess se ha encontrado en sólo dos perfiles cercanos al área estudiada, y por lo tanto todavía, por razones de estadística, no se puede tratar como una acumulación eólica de extensión regional. Todo esto me conduce a considerar este complejo de sedimentos preferentemente fluviales como una formación, tanto más que la pos-

terior incorporación de estos sedimentos al Zampal será más fácil que el desdoblamiento de una unidad estratigráfica.

Fósiles y ambiente. — La gyttia y los sedimentos finos del lugar típico tienen una apreciable cantidad de polen y diatomeas, que serán objeto de un estudio posterior. Aparte existen también valvas de gasterópodos, que tienen solamente valor indicativo ambiental:

Succinea sp., *Paludicola* sp., *Planorbis* sp.

La *Succinea* es un molusco anfibio, mientras que los dos últimos viven en agua corriente muy tranquila, o estancada en playos aguzales y pantanos fluviales, que se desecan fácilmente en ambiente árido, lo que también facilitó la formación de nódulos de yeso.

Edad. — La edad relativa de la formación está definida por su intercalación entre las formaciones El Totoral y El Zampal. Según el análisis del contenido de C_{14} , la edad absoluta de la gyttia se fija en $9,625 \pm 200$ años. A. P.

XVI. FORMACION EL ZAMPAL

Afloramientos. — La localidad típica estaría en el puente tendido en La Estacada, a 3,5 km de distancia al oeste del puente de la ruta pavimentada n^o 40.

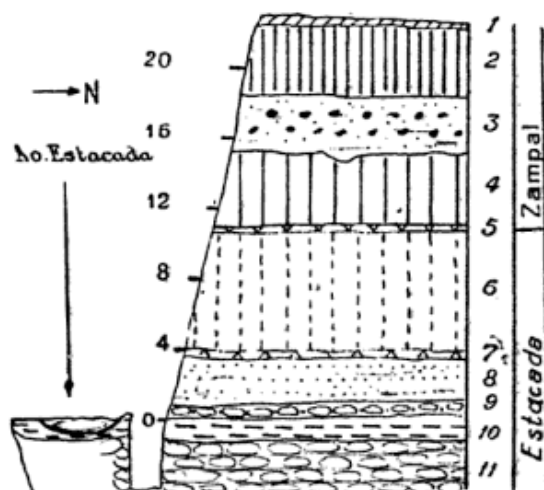
El perfil n^o 21 comienza desde arriba con:

- 1) 0,40 m Suelo actual.
- 2) 3,8 a 4,0 m Limo parecido a loess, amarillento, de grano muy fino, levemente calcáreo, formando paredones verticales.
- 3) 2,3 m Arena fluvial estratificada, con nódulos iluviales de carbonato de calcio, infiltrado de la capa subyacente.
- 4) 4,5 m Limo parecido a loess, gris amarillento.
- 5) 0,2 m Tefra de ceniza volcánica blanca.
- 6) 6,0 m Limo arcilloso parecido a loess.
- 7) 0,3 m Tefra de ceniza volcánica gris.
- 8) 2,8 m Arena fluvial mediana.
- 9) 1,2 m Grava con arena.
- 10) 0,8 m Greda, o sea limo arcilloso-calcáreo de color rojizo.
- 11) 2,0 m Grava gruesa y rodados fluviales.

En este perfil resalta en forma clara la subdivisión natural de la formación de El Zampal en tres miembros:

- a) Limo parecido al loess superior, sedimento eólico.
- b) Banco de sedimentos fluviales.
- c) Limo parecido al loess inferior, sedimento eólico.

En el piso yace la formación La Estacada con un banco de limo. Las características petrográficas de los limos se daría más adelante.



Perfil No 21. El Zampal



Perfil No 22. Ugarteche

El perfil de El Zampal se repite en varios cortes fluviales sin ostentar diferencias esenciales. Lo que valdría destacar es la falta o escasez ocasional del banco fluvial que separa los limos por razones de relieve.

Muchos detalles ofrece el perfil nº 22 de Ugarteche (Depto. Luján de Cuyo).

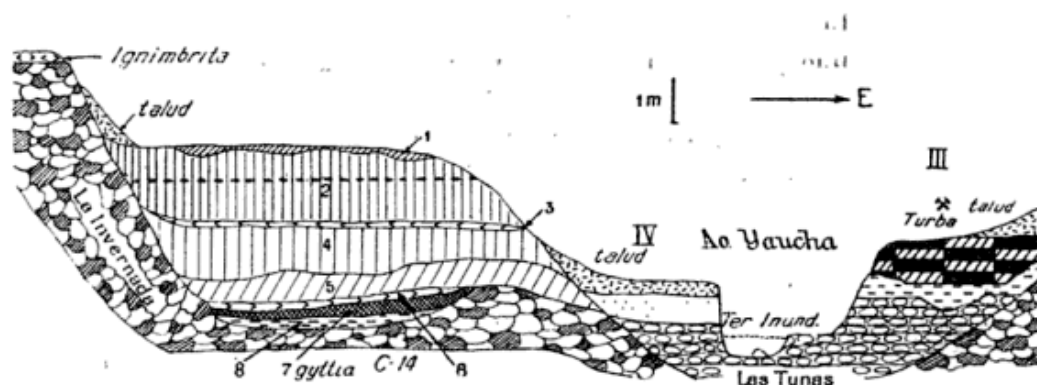
El perfil de Ugarteche se tomó a lo largo del cauce del arroyo Carrizal. Incluye afloramientos de ambas márgenes del arroyo y por lo tanto es más demostrativo.

Comienza desde arriba:

- 1) 0,4 m Ceniza blanca actual.
- 2) 0,2 a 0,3 m Suelo gris oscuro, no maduro; en algunos lugares, eliminado por el riego.
- 3) 0,25 a 0,5 m Limo parecido a loess, descalcificado y alterado, de coloración castaño rosado (Horizonte B).
- 4) 1,1 a 2,8 m Limo parecido a loess, gris amarillento, algo pulverulento y arenoso, levemente calcáreo (1 a 1,5%), sin muñecos; en algunos lugares falta el horizonte B, está mucho más alterado y es más plástico por la profunda meteorización. En la parte basal se aprecian netas lentes de arena fluvial y gravilla. Su espesor es variable y depende del grado de degradación, especialmente aguas abajo del puente ferroviario.
- 5) 0,3 a 0,5 m Grava gruesa y arena fluvial, estratificada, con un horizonte iluvial de CO_2Ca , que se ha infiltrado de la capa suprayacente. Aguas abajo la grava se acuña, apareciendo de vez en cuando con lentes intercalados en una arena conglomerádica con emparedados de ceniza y arena.
- 6) 0,1 a 0,8 m Tefra de ceniza volcánica blanca, amoldada al relieve preexistente, rebajada por la degradación posterior.
- 7) 0,2 a 0,4 m Restos de un suelo fósil, gris.
- 8) 0,4 a 1,0 m Arcilla de color verde oliva, plástica, sin carbonato de calcio y sin estratificación; se explota para la fabricación de cerámica gruesa (tejas, caños, etc.). En su contacto superior aparece el horizonte iluvial, constituido por carbonato de calcio.
- 9) 0,4 a 2,2 m En la parte oriental del afloramiento aparece debajo de la arcilla verde, muy atenuada por la degradación de un limo rosado, levemente arenoso, sin carbonatos; con granos de manganeso y limonita. Interpreto este sedimento como un horizonte B, que hacía abajo pasa a un limo parecido a loess, sin estratificación, levemente calcáreo y con algunos muñecos.
- 10) 0,3 a 0,4 m Arena fluvial conglomerádica.
- 11) 0,8 m Parte visible de grava gruesa, conglomerádica, con matriz arenosa y con intercalaciones de bancos de rodados fluviales medianos (= Fm. Las Tunas).

A pesar del reducido espesor de los sedimentos, el perfil de Ugar-teche ofrece muchos detalles para completar la historia de la sedimentación de la formación El Zampal. Observamos ahí dos niveles de limo parecido a loess, el inferior (8-9) en la base y el superior encima (3 y 4), separados entre sí por un hiato y degradación y parcialmente agradación fluvial y deposición de ceniza volcánica. El intervalo entre la sedimentación de bancos de limo parecidos al loess es allí patente.

El banco inferior ha sufrido alteración y desgaste, y el material limoso diagénesis en su mayor parte; así que quedaron intactos solamente delgados restos del banco 9. Lo demás presenta los horizontes A y B. La arcilla verde es producto de la alteración subácuca (halmirolítica); en realidad, en algunos afloramientos se ve directamente sobre la arcilla verde una capa de sedimentos muy finos y laminados, con algunos restos de gasterópodos, depositados en alguna laguna muy playa. En consecuencia, el horizonte B ha padecido una adicional alteración arcillosa bajo el agua y una reducción de los férricos a ferrosos; éstos, al ser reexpuestos al aire o quemados en hornos, vuelven a oxidarse otra vez, coloreándose de tintes rojizos. Esta



Perfil No 23. Finca Pacheco en Los Alamitos

suposición está apoyada por la disposición hipsométrica de la arcilla verde. En los cercanos alrededores, a mayores alturas, aflora el horizonte B solamente, ya que no alcanzó a quedar cubierto por agua de lagunas y, por lo tanto, falta la arcilla verde. El mencionado detalle no resalta bien en el perfil n^o 22, a causa de una exageración de la escala vertical (20*), necesaria para la estratigrafía, por lo cual ha quedado deformado el relieve.

Durante el intervalo correspondiente a la sedimentación de los limos parecidos a loess, la erosión desgastó parcialmente el loess inferior; se formó un suelo no maduro y luego se acumuló la tefra de ceniza volcánica, que a su vez sufrió degradaciones, formando algún microrrelieve en cuyos bajos se han depositado rodados, grava y arena fluvial. Esta acumulación gruesa podría explicarse como consecuencia de mermas de agua en el cauce durante el avance progresivo de una época más árida, la cual termina con la sedimentación en condiciones áridas del depósito eminentemente cólico del limo parecido a loess.

En la superficie del limo superior se formó el suelo actual, en cuya superficie descansa ceniza volcánica, cubierta por el médano.

En nuestra zona se notan algunas peculiaridades litológicas de la formación El Zampal, relacionadas con el cambio del ambiente de sedimentación fuera del fondo del graben.

En primer término analizaremos perfiles del Valle Extenso en el ambiente piroclástico pumíceo.

Sobre la margen izquierda del arroyo Yaucha, frente al paraje Los Alamitos, se ve una barranca de 4 m de altura, perteneciente a la finca del señor Pacheco, con los siguientes sedimentos (perfil n^o 23):

- 1) Suelo gris en remanentes.
- 2) 1,50 m Limo gris oscuro, algo rosado, constituido por material muy fino y seleccionado de piroclastos angulosos. Aparte de vidrio aparece en la roca cuarzo (10 a 20 %), algo de plagioclasa y ortoclasa y máficos. La fracción arcilla escasea. En el sedimento se aprecian, diseminados, rodaditos de ceniza y de pómez. Falta Co₂Ca y no hay estratificación. El limo forma paredones a la manera de un limo parecido al loess típico.
- 3) 0,1 m Tefra de ceniza blanca.
- 4) 1,0 a 1,2 m Limo gris plomizo, levemente húmido en la corona, de grano muy fino y fino, poroso sin estratificación visible, sin Co₂Ca. Se ven pequeños puntos blancos diseminados, constituidos por ceniza volcánica y contados granos mayores de pómez. En el limo predomina el vidrio, pero el cuarzo es visible (25 %) en la fracción arena muy fina.
- 5) 0,4 m Limo y arena finísima gris negruzca, algo salpicada por sábulos de rocas andinas. La cantidad de materia orgánica aumenta hacia el piso. Gran cantidad de huecos de raíces de plantas atestiguan una sedimentación áeua.
- 6) 0,05 m Tefra de ceniza volcánica, muy limosa; una tufita.
- 7) 0,3 m Gyttia negra, porosa, rica en detritos de plantas y raíces oxidadas. En el material clástico participan vidrio volcánico y pómez, limo y arcilla.
- 8) 0,2 m Arcilla arenosa de color pardo.
- 9) 0,1 a 1,0 m Partes visibles de sedimentos fluviales de la Formación La Invernada.

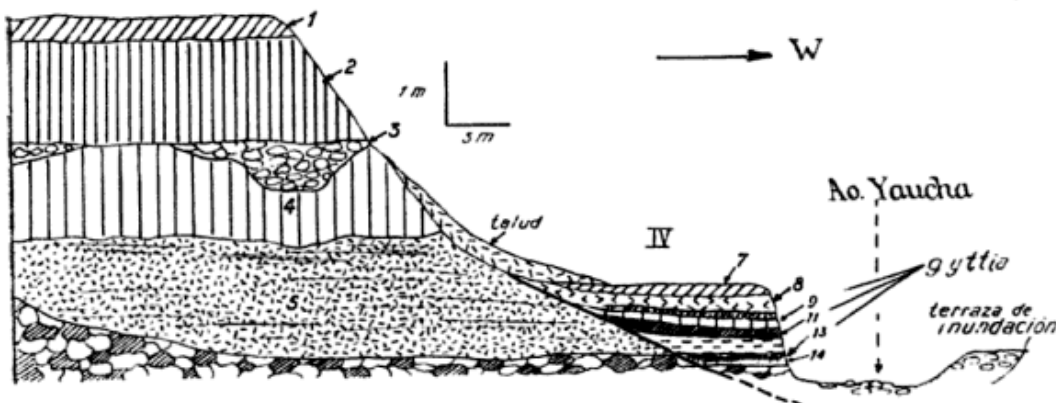
En la margen izquierda, al sur de Los Alamitos, se levantó otro perfil (n^o 24).

Arriba:

- 1) 0,3 m Tierra vegetal que sostiene un monte tupido.
- 2) 1,7 m Limo gris amarillento, constituido principalmente por vidrio volcánico y gránulos de pómez. El cuarzo escasea (30 %); se ven con

frecuencia feldespatos, algo de biotita y uno que otro anfíbol. El carbonato de calcio es abundante. En la parte media hay un nivel de muñecos calcáreos ovoidales y también de formas caprichosas. El limo forma paredones como un loess.

- 3) 0,2 a 1,0 m Rodados fluviales medianos en matriz arenosa; relleno del cauce.
- 4) 0,8 a 1,2 m Limo parecido al loess, levemente humífero, constituido principalmente por material piroclástico resedimentado, pero con cuarzo abundante. Falta Co_2Ca .
- 5) 2,0 m Arena fina y limo levemente estratificado. Aparte de cuarzo hay vidrio volcánico y pómez resedimentada.
- 6) 0,5 m Rodados gruesos con arena (sedimento fluvial); corresponde a la Formación La Invernada.



Perfil N° 24. Los Alamitos

Los dos perfiles demuestran que el material piroclástico pumíceo local se incorpora a la sedimentación eólica del limo parecido a loess, formando así una facies del limo. Es de notar, sin embargo, que a pesar de las diferencias litológicas, en esta facies se mantiene firme la subdivisión de la formación El Zampal también en tres bien definibles miembros: dos bancos de limos manchados por material piroclástico y un miembro intermedio de sedimentos fluviales gruesos.

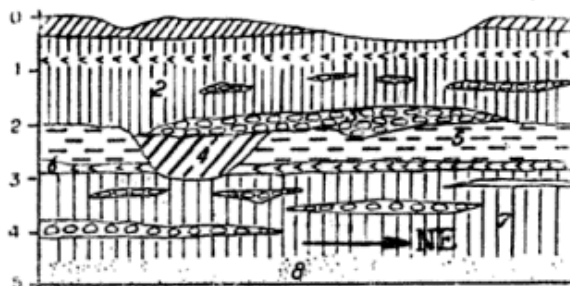
En el perfil n° 23 el banco de limo inferior descansa sobre una gyttia, lo mismo que en el perfil de La Estacada.

Pasando a la zona submontana, de acentuado relieve, encontramos una facies distinta del limo parecido a loess, equiparable con el "loess de las pendientes" de Europa. El perfil n° 25 se levantó en una de las barrancas de los alrededores del puesto Aguadita del Campo de La Carrera.

Arriba:

- 1) 0,4 m Tierra vegetal, gris oscura.
- 2) 1,5 a 2,0 m Limo parecido al loess superior, grisáceo, levemente arenoso, pero bastante puro, con algunos clastos ajenos que forman pequeños

- lentes de gravilla. El limo es levemente calcáreo, sin estratificación visible. Hay capas delgadas de ceniza.
- 3) hasta 0,4 m Lente de grava fluvial.
 - 4) 1,0 m Fango rellenando el antiguo cauce; el material es fino y se halla constituido principalmente por limo.
 - 5) 1,0 m Sedimento fino laminado, casi en varves, debido a la resedimentación de limo en una laguna. Se notan muchas raíces de plantas limonitizadas.
 - 6) 0,05 m Tefra de ceniza volcánica blanca.
 - 7) 1,60 m Limo parecido al loess inferior, algo calcáreo, amarillento grisáceo, sumamente contaminado por clastos dispersos y lentes de gravilla, de rocas andinas.
 - 8) 0,5 m Parte visible de arena fluvial, gruesa y sabulítica, que pasa sin límites determinables al limo suprayacente.



Perfil No 25. Puesto Aguadita

La facies submontánea de la formación El Zampal se divide también en tres miembros, o sea dos del limo parecido a loess, separados por una discordancia de erosión, y una capa de fango y rodados fluviales. Así que en secuencia general no se destaca ninguna diferencia respecto al perfil típico. La diferencia real estriba en sus reducidos espesores y también en la contaminación del limo parecido a loess con clastos de rocas extrañas. Esto se refiere, en primer lugar, al banco inferior, que verdaderamente en algunos sectores está salpicado con clastos exóticos (gravilla y grava), que apenas merece la denominación de limo, siendo más bien un limo conglomerádico. Sin embargo, se encuentran parcelas con un limo parecido a loess casi puro y típico. Las condiciones para la sedimentación del limo eólico en el relieve acentuado no fueron tan favorables como en el fondo del graben. En la zona pedemontana proximal se incorporó al limo respetable cantidad de material detrítico ajeno, traído a la zona de sedimentación por la reptación gravitacional y el escurrimiento libre de aguas laminares. Tiene también sus peculiaridades el limo pare-

cido a loess, depositado en ambiente huayqueriano: en esta facies está bastante libre de clastos mayores de rocas ajenas, pero no de contaminación con arena y otros materiales originarios de la meteorización del Terciario local.

Caracterización preliminar de los limos parecidos a loess. — Un estudio detallado de los limos parecidos a loess del área aquí considerada será próximamente presentado por M. Teruggi en un trabajo de mayor alcance. Por ello me limitaré por ahora a dar una característica preliminar granulométrica para el entendimiento de la roca en el perfil típico en El Zampal.

Agradezco la colaboración de J. M. Calvelo Ríos, quien hizo tres análisis granulométricos con los siguientes resultados:

Muestra del perfil del Zampal (Nº 21)

Micrones	Limo superior (2) %	Limo inferior (4) %	Limo de La Estacada (6) %
840.....	0,08	0,15	0,16
840-417.....	0,72	0,07	0,36
417-210.....	3,04	1,30	2,68
210-105.....	21,34	4,78	13,85
105-53.....	33,68	41,79	39,01
53.....	40,20	50,32	43,44
Total.....	99,01	95,45	99,49

Las cifras obtenidas no revelan notables diferencias granulométricas entre los tres bancos de limos del perfil. Modalmente, la roca es un limo fino con algún (4,7 a 21,34 %) moderado monto de arena fina. En suma, el material revela una elevada selección granulométrica y finura del grano, que se mantiene constante en los tres niveles. Las curvas acumulativas de nuestro limo concuerdan con las de Teruggi (1957), características del loess de la Pampa oriental.

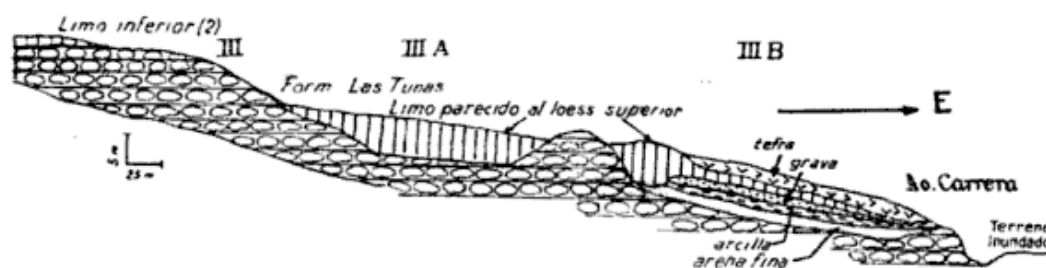
Limos parecidos a loess y las terrazas. — Dispongo de algunos datos sobre el control geomorfológico de ambos limos parecidos a loess. Aceptando como base del razonamiento la existencia indudable de un intervalo en la sedimentación del limo, probado por la degradación de la superficie del limo inferior y la actuación de un epíclodo de agradación fluvial, sería natural suponer que hubieran existido lu-

gares donde el limo parecido al loess superior descansara en un nivel más bajo que el superior. En otras palabras, sería indicado buscar una terraza baja cubierta por limo parecido al loess superior únicamente.

Efectivamente, existen tales afloramientos. En el perfil n° 26, levantado al poniente de la estancia de la Carrera Vieja, la situación es la siguiente:

En la base visible del perfil afloran fanglomerados de la Formación Las Tunas aterrazadas en forma cíclica, como ocurre en otros lugares. El nivel tope III está cubierto por una delgada capa de limo alterado y humificado de exiguo espesor, quizás correspondiente al limo inferior de la formación.

El subnivel de erosión III A y también el III B tienen una cubierta continua de un limo parecido a loess, amarillento y algo calcáreo,



Perfil N° 26. Estancia La Carrera Vieja

en general poco alterado con un horizonte A muy pálido. Existen diferencias en la sedimentación de ambas terrazas. En la terraza III A el limo descansa directamente sobre el piso constituido por el fanglomerado, pero en la terraza III B la situación es más compleja.

Allí sobre los fanglomerados observamos una delgada capa (0,3 m) de arena fluvial mediana a fina; le sigue hacia arriba una arcilla verdosa laminada de ambiente ácuco muy tranquilo (meandro abandonado) y capa de rodados. Recién sobre la mencionada acumulación aparece el limo parecido a loess, atenuándose en dirección al río, cubierto por el suelo sobre el cual yace una tefra de ceniza volcánica. La corona de la barranca de la terraza III B se halla a unos 5 m más arriba del nivel del arroyo.

Similares perfiles encontramos también en los valles mayores como del río Tunuyán y Carrizal. En Capiz de Abajo una capa de limo parecido a loess yace, a poca altura sobre la vanguarda, cubriendo un acarreo fluvial. En la finca del Sr. Monteverde se expone una

terrazza de 6 m de altura relativa constituida por arena fluvial cubierta por un solo limo superior, fresco y poco alterado.

De estas observaciones se desprende la siguiente: el intervalo que interrumpe la sedimentación del limo parecido a loess queda probado también por un epicielo de erosión y profundización de estos valles, que conducían mayor caudal de agua. En consecuencia, el limo superior cubre la terraza más baja que el limo inferior.

Relaciones estratigráficas y edad.— La formación se asienta sobre La Estacada o cualquiera otra formación de mayor edad y su techo lo constituye el suelo actual. En algunos parajes este último está sepultado bajo una tefra de ceniza volcánica y el médano suprayacente. Los espesores merman hacia los bordes del graben, en cuyo fondo la potencia máxima alcanza 18 a 20 m. La atenuación o la desaparición en los contornos alrededores del graben se relaciona con dificultades topográficas para la sedimentación cólica. Las facies marginales de los limos son contaminados por el detrito de reptación y el material arrastrado por las aguas laminares.

La determinación de la edad absoluta de la gyttia de la Formación La Estacada en $9,625 \pm 200$ años, permite sin dar lugar a dudas, la sincronización de la Formación El Zampal con la época postglacial.

La sedimentación de ambos miembros de limos parecidos a loess se efectuó en condiciones extremadamente áridas, mientras que la sedimentación fluvial intercalante, junto con la probada alteración de la superficie del limo inferior, demuestra condiciones climáticas más húmedas y de mayor caudal en las corrientes de agua de la red hidrográfica del piedemonte.

Utilidades.— Los limos parecidos a loess, descalcificados por la meteorización o resedimentación, constituyen la base sólida de la industria ladrillera y de la producción de rústicos adobes.

La arcilla verde oliva se explota con éxito en la fabricación de tejas, tubos y cerámica. Los depósitos de Ugarteche son, sin embargo, pequeños y por lo tanto agotables.

Por fin, debe recordarse que el limo parecido a loess es la roca madre del suelo más fértil de Mendoza. Sus áreas cubiertas por el limo parecido a loess son justamente de las zonas de cultivos, las zonas más ricas y más pobladas.

XVII. MEDANOS Y GUADALES

(Complejo arenoso limoso, no diferenciado)

Anotaciones generales. — Los médanos y guadales, ya por su estrecha relación con el área de abastecimiento de la arena, tienen una propagación areal restringida. Las condiciones fisicogeográficas de acumulación de arena éólica dependen asimismo del relieve y de la dirección de los vientos y especialmente de la resultante.

Afloramientos y litología. — El lugar típico y de mayor desarrollo areal de médanos es el campo de El Chillante y principalmente el Cordón del Toba, que comienza en el norte en los guadales del Carrizal de Abajo, siguiendo hacia el sur por el Cordón del Toba de Casas Viejas, situado al W de San Carlos. Falta o escasea en la parte proxima! del piedemonte.

En todos los campos arenosos fijados aparece a veces una movilización actual del médano fijo. La discriminación entre “médano” y “duna” carece de base. El médano y la duna son términos equivalentes o sinónimos. Una muestra tomada del Cordón del Toba ha dado los siguientes resultados del análisis granulométrico efectuado por la licenciada E. Di Paola:

Abertura en mm 15 RoTap	Cordón del Toba		Aclaraciones	Médanos- valor promedio mundial
	Porcentaje del peso	Porcentaje acumulativo		
2,38-1,41	0,0	0,0		
1,31-0,59	3,0	3,0		
0,59-0,297	14,1	17,1		
0,297-0,149	28,0	45,1	67,8 %	97,9-100
0,149-0,073	39,8	84,9	Fracción arena	
0,074-0,044	11,2	96,1	14,7 %	
0,044	3,5	99,6	Fracción limo	
Pérdida.....	0,4			

El material clástico que constituye el depósito modalmente (67,8 %) es una arena muy fina con 15 % de fracción limo. Falta casi por completo la fracción arcilla. La participación de arena gruesa y mediana es insignificante.

El resultado del análisis mecánico demuestra una notable diferencia entre el material del Cordón del Toba y el de los médanos típi-

cos, para los cuales el 97,9 al 100 % caben entre 1/2 y 1/8 mm, que es un promedio mundial de concentración del tamaño de arena del médano standard (Cooper 1958, p. 25). La arena del Toba es fina, con un porcentaje apreciable del limo, lo que coloca este material entre la arena fina y el limo parecido al loess. Asimismo, su composición mineralógica es del mayor interés. Los clastos de cuarzo alcanzan alrededor de 20 %; un 25 a 30 % de granos corresponden a feldespatos, preferentemente sódico y zonal, ya que el potásico es menos frecuente. Entre los máficos se destacan hornblendas y piroxenos, pero predomina el material pumíceo y tobáceo.

Considero que el examen mineralógico permite las siguientes deducciones. El material arenoso limoso proviene de tres fuentes:

- 1) material pumíceo;
- 2) material andesítico;
- 3) cuarzo del Terciario de las huayquerías.

Dichos componentes caracterizan el relleno del valle con sedimentos cólicos-fluviales, que con posterioridad han estado sometidos a deflación y han sido acopiados en forma de dunas transversales por vientos de relativamente bajo gradiente. La arena fina ha sido acumulada en pugna con la vegetación, que fue decisiva en la formación de estas dunas fitogenéticas.

Su composición mineralógica varía en las puntas del cordón. Así, en el sur, ya en el ambiente del Valle Extenso de Papagayos, el médano es a simple vista casi puramente pumíceo, mientras que en El Carrizal de Abajo está constituido preferentemente de granos del cuarzo que proviene de la desintegración del Terciario local.

En los arenales de la Meseta del Guadal encontramos una zona de desarrollo particular de arena cólica. El componente pumíceo desaparece de la duna casi por completo, dominando el cuarzo autóctono, producto de la desintegración de areniscas y limos del Terciario.

De lo expuesto se desprende que la composición mineralógica del médano cambia con el ambiente sedimentario abastecedor. Los espesores oscilan bruscamente, en particular en el área de la deflación actual. No he visto ningún médano cuyo espesor superase los 15 a 18 metros.

Relaciones con otras formaciones.— En la base del médano aparece casi siempre una tefra de ceniza volcánica blanca, cuya posición

cronológica resulta poco precisa. La relación con la Formación El Zampal es también poco clara, a raíz de la yuxtaposición de ambas formaciones. Es verdad que existen afloramientos donde la arena eólica cubre no sólo la tefra sino también el limo parecido al loess.

Edad. — Lo expuesto y particularmente la ya mencionada yuxtaposición y el parentesco granulométrico de médanos con los sedimentos parecidos al loess, abogan en favor de la penecontemporaneidad de ambos sedimentos eólicos. Si fuese fundada tal deducción, los médanos fijados serían producto de la época postglacial. En todo caso, debemos asentar que el proceso de la formación y fijación del médano por la vegetación excedió los límites de la sedimentación de limo parecido al loess.

Para no volver al problema, quiero advertir en este lugar, que el proceso de movilización y de formación de acopios de arena eólica perdura hasta la fecha.

En el año 1952 (véase Polanski-Konzewitsch-Masera-Videla) hemos establecido que, a lo largo del cauce del río seco de las Peñas, se forman, a ambos costados, alargados terraplenes de médanos fluviales y acumulaciones de arena eólica nueva, producidos por los vientos que siguen barriendo el amplio fondo arenoso del mencionado río.

Al perder éstos su velocidad en el borde del fondo del valle, a arena va cayendo y depositándose. La cubierta vegetal es escasísima, con médanos muy jóvenes. El médano fijado por la flora no aparece jamás en la superficie de terrazas muy bajas y por lo tanto es de mayor edad. De lo expuesto en los párrafos precedentes, el lector puede apreciar las dificultades que surgen para asignar una definida categoría estratigráfica a estos sedimentos de distinta granulometría y de distinta edad. Sería quizás incómodo e inconveniente darles la categoría de una formación; más bien, por el momento, podríamos considerarlos como un complejo arenoso-limo superficial no diferenciado, parcialmente todavía en formación.

Aspecto económico-social. — Los médanos y guadales fijados, estando cubiertos de vegetación, sea de arbustos o de gramíneas, ofrecen algún interés económico, como abastecedor de leña y terreno de pastoreo limitado. Pero al mismo tiempo, el guadal está en el latente peligro de convertirse en médano móvil. La imprudente devastación de la cubierta vegetal protectora, o sea el excesivo pastoreo (Carrizal

y Casas Viejas) y también el corte rapaz de la leña son los principales causantes de removilización del médano fijo y del avance de la arena sobre los cultivos (Carrizal de Abajo).

XVIII. SEDIMENTOS HETEROGENEOS DE LA CUBIERTA SUPERFICIAL

Sedimentos muy heterogéneos revisten el relieve de la parte oriental de la zona: el Valle Extenso, las pendientes occidentales del bloque de San Rafael y algunos sectores de las Huayquerías de San Carlos.

Estos sedimentos cambian lateralmente su composición mineralógica y también su granulometría. Han sido discriminados por Torres (1948) bajo la denominación: "Depósitos aluvionales y eólicos modernos".

Ellos cubren distintas formaciones de mayor edad, como por ejemplo la Asociación Piroclástico Pumícea en los límites del Valle Extenso y el Terciario del sector huayqueriano. Estas formaciones abastecen con sus productos de meteorización los sedimentos de la cubierta. Los procesos responsables de la sedimentación son las aguas laminares, luego la reptación gravitacional y ante todo la deflación, que en muchos lugares es el factor preponderante.

En los límites del Valle Extenso la potencia máxima del sedimento oscila entre 3,0 y 4,5, presentándose como una mezcla de arena, material piroclástico pumíceo, algo material muy fino (arcilla) y de vez en cuando lentes de gravilla y uno que otro rodado. La superficie de estos sedimentos lleva un suelo gris pálido, no maduro con un bajo porcentaje de humus. A profundidades de 0,1 a 0,5 m suele aparecer un banco de tosca muy impura, que puede también aflorar en la superficie formando un piso firme cuando la capa superior ha sido deflada o removida por el lavaje áqueo.

Siguiendo las faldas occidentales del Bloque de San Rafael, se nota que la composición del sedimento cambia con rapidez. Desaparece progresivamente el elemento pumíceo siendo reemplazado por eluvios, deluvios arenosos, productos de la desintegración de rocas terciarias y también de limos de la Formación El Zampal.

Los sedimentos de la cubierta se han formado quizás simultáneamente con el acopio de médanos del Córdon del Toba, pero en condiciones fisicogeográficas distintas. Mientras que los médanos del Córdon del Toba provienen de fondos de valles abundantemente enarenados, con el viento como agente principal, los sedimentos de la cu-

bierta representan una facies coetáneas debida a los procesos gravitacionales, deluviales, al lavaje de aguas laminares y a la deflación.

En el mapa este sedimento no ha sido presentado con un color aparte sino en forma esquemática, con una rastra rayada.

Las características expresadas aclaran las dificultades que se presentan para asignar categoría de formación a estos sedimentos heterogéneos y por tal razón se los considera bajo la calificación de "sedimentos".

Edad. — Se han acumulado estos sedimentos de la cubierta superficial desde fines del Pleistoceno hasta la época actual.

XIX. ASOCIACION VOLCANICA POSTGLACIAL

(Holoceno)

Abarca los productos de efusiones volcánicas postglaciales, incluso volcanes activos de la cresta de la cordillera.

Como ocurrió con las vulcanitas de mayor edad, la adjudicación de edad concreta a la nombrada asociación no es siempre fácil y posible. Los elementos de juicio que facilitan la designación de edad postpleistocena de un ente volcánico y usados por el suscripto son los geomorfológicos y edáficos: la frescura del cono, la presencia del cráter más o menos bien conservado, la posición del ente en la terraza baja y falta de cubierta vegetal.

Afloramientos. — A esta asociación pienso que pertenece un pequeño volcancito constituido por escoria y lapilli de basalto. Se asienta este volcancito, de poca altura relativa (18 m), en un nivel aterrado, apenas elevado sobre la vaguada del río seco de Las Peñas, situado en la punta NW del Bloque de San Rafael. La boca del volcancito está ya bastante borrada, aunque la cubierta florística es muy escasa. Fuera de la lomita se notan lapilli de escoria basáltica diseminados en la superficie.

Hacia el sur siguen centros efusivos y coladas del llamado Basalto 6 y 7, agrupados alrededor y en el mismo cerro Diamante.

Las coladas más jóvenes corrieron sobre las pendientes del cañadón aguas abajo y casi alcanzaron el nivel del río Diamante. Para más detalles véase Dessanti (1956).

En el corazón de la Alta Cordillera encontramos dos volcanes activos: el cerro Bravard que asoma del glaciar que desciende del

cerro Tupungato hacia el sur, y el titular de la Hoja 25a — Volcán San José (6.070 m). Para más detalles véase Polanski, 1956, y Groeber, 1951.

Cronológicamente pertenece a esta asociación postglacial, a pesar de su distinto carácter eminentemente ácido, un pequeño volcán liparítico que se halla en la margen izquierda del río Tunuyán, en las faldas suroccidentales del Cordón de las Delicias, a la altura de 4.300 m. La descripción detallada del volcán la dará próximamente su descubridor, González Díaz (1962). A continuación algunos datos sacados del manuscrito del recién citado autor. El foco de explosión forma una amplia caldera, rellena parcialmente por ceniza y lapilli. El manto de ceniza desciende hasta casi el nivel actual del río. El hielo del glaciar avanzando choca ahora con el depósito de la ceniza liparítica *in situ*. Esto atestigua que la efusión ocurrió durante un retroceso del glaciar al interior, quizás durante el óptimo hipstermal postglacial. El nuevo avance del hielo cubre y destruye el depósito piroclástico. La ceniza es blanca, biotítica con raros cristales de albita, domina el vidrio de índice más o menos 1,50 que posibilita la ubicación del material en la familia de las rocas liparíticas.

Litología. — Las vulcanitas de la Asociación Volcánica Holocena son de composición basáltica; faltan por completo hasta la fecha, las erupciones de andesita y las de dacita. El basalto es siempre olivínico, con augita y labrador, en suma siguen las características petrográficas, ya dadas en descripciones de otras asociaciones de edad pleistocena.

La liparita del Cordón de las Delicias es un elemento ajeno al típico volcañismo pleistoceno, eminentemente basáltico. La liparita surgió a la superficie de un foco situado en la corteza siálica. El hecho de que el volcán se asiente en el contacto del granito con el carbónico da verosimilitud a la suposición recién expuesta.

Edad. — Todos los enumerados fenómenos volcánicos son, sin ninguna duda, de edad muy joven, postpleistocena, abarcando los basaltos 5, 6 y 7 (Puentelicense, Tromenlense de Groeber), descriptos por varios autores en la zona y otros lugares adyacente. Pero algunos centros, c. p. el Bravar (Tupungatito) y el volcán San José, datan del Neopleistoceno atestiguando una continuidad de actitud volcánica hasta la fecha. Esto prueba otra vez la necesidad de la nueva terminología para los complejos ígneos, aquí propuesta y realizada.

XX. FORMACION AGUA DE LOYOLA

La formación del epígrafe está constituida por calizas hidrotermales relacionadas con el apaciguamiento del volcanismo basáltico postglacial.

La localidad típica estaría en el fondo del valle del río seco de Las Peñas (véase perfil nº 6). El cauce del río seco y los de sus tributarios están elaborados en depósitos fanglomerádicos del Tercer Nivel (Formación Las Tunas), que hacia el sur pasan a un cono de deyección adosado a la punta del Bloque de San Rafael. Estos depósitos fueron cubiertos con posterioridad por un manto discontinuo de limo parecido al loess, que lateralmente puede pasar a un limo arenoso. En la superficie actual se notan, encima del loess, mayores o menores manchones de sedimentos calcáreos de origen hidrotermal. Frente a la Aguada de Loyola, sobre el limo parecido al loess descansan chatos conos calcáreos. Desde este punto hacia la Ea. Las Peñas y más al SE aparece un rosario de manchones de costras que se asientan sobre una fractura antigua reactivada en el Pleistoceno final, por la cual surgieron aguas hidrotermales.

Desde el punto de vista petrográfico, las calizas póstumas se diferencian claramente de la calizas interglaciales de la Formación Las Peñas Sur por falta de ónix calcáreo, aragonita y parcialmente del trevertino de calidad. La roca principal de la Formación Agua de Loyola es una costra calcárea o caliza arenosa y cavernosa, a veces caliza limonítica, que pasa a una limonita calcárea. Los carbonatos de calcio muestran aspecto más bien terroso que cristalino. Los travertinos están en general muy mal estratificados y son de poca resistencia. Los depósitos calcáreos del hidrotermalismo joven se deben a agua surgente de baja temperatura.

Merecen atención las formas de acumulación de las calizas. A veces se presentan como mantos superficiales y a veces en forma de conos, cuya altura oscila entre 10 y 12 m. Algunos de ellos tienen en su cumbre o en sus faldas grietas y bocas circulares, por las cuales todavía manan aguas gaseosas más o menos ferruginosas o saladas. Así, por ejemplo, el cono más septentrional del arroyo de Loyola tiene un cráter de 3 m de diámetro y 1 m de profundidad, colmado de agua salada.

Seguramente existen también varios otros afloramientos hidroter-

males como p. e. el afloramiento del Travertino de las Salinillas en el Alto Tunuyán (Fidalgo, 1958; Polanski, 1956).

La deposición de la caliza hidrotermal joven perdura desde fines del Pleistoceno hasta hoy día, pero se nota ya una agonía de este proceso.

Las vertientes son generalmente muy poco caudalosas; mana de las grietas y calderas de los conos de la costra calcárea un pequeño caudal de agua salada y ferruginosa, cuya temperatura anual es casi constante (7-9°). En la mayoría de los casos el desprendimiento de burbujas de CO₂ es rítmico intermitente. Estos manantiales representan la fase de mofeta fría del hidrotermalismo agonizante, relacionado con el volcanismo basáltico.

Edad. — La formación es de menor edad que los limos parecidos al loess subyacente postglacial.

XXI. FORMACION LOS ALAMITOS

(IV Nivel de agradación = IV Terraza)

Introducción. — La formación considerada en este capítulo se presenta en forma de sedimentos fluviales que constituyen una terraza de acumulación de 1,5 a 2,5 m de altura relativa y encajonada en la Formación El Zampal. Su edad subreciente está fuera de duda.

Afloramientos y litología. — El lugar típico se halla a poca distancia al sur del paraje Los Alamitos, en la margen oriental del arroyo Yaucha (véase Perfil n° 24).

- 7) 0,2 a 0,5 m Tierra vegetal arenoso-sabulítica, gris oscura, sin horizonte B.
- 8) 0,3 m Tefra de ceniza volcánica blanca, depositada en un ambiente húmedo.
- 9) 0,05 m Gyttia negra, rica en restos vegetales, casi una turba.
- 10) 0,1 m Ceniza mezclada con limo.
- 11) 0,1 m Arena fina.
- 12) 0,35 m Arcilla verdosa, arriba algo arenosa.
- 13) 0,1 m Gyttia con polen, ceniza y arcilla.
- 14) 0,15 m Arena gruesa fluvial.

En el piso yace un fanglomerado que pertenece probablemente a la Formación La Invernada rebajada o quizás a la Formación Las Tunas.

El perfil n° 23 de Los Alamitos-Pacheco muestra la misma formación, sin bancos de gyttia. Los sedimentos son allí arenoso-arcillosos.

Este tipo de sedimentación es más frecuente en el valle del río Tunuyán, aguas abajo de su salida del graben.

La terraza está constituida allí por arena fluvial, y en su cumbre yace un suelo limo arenoso, formado a expensas de la resedimentación del limo parecido al loess.

Edad. — El contenido florístico y también el análisis radioactivo del C-14 (1.400 ± 130 A.P. años) indica su edad subreciente (siglo V).

XXII. TURBALES

La presencia de turbales en un fenómeno muy raro y aparentemente incompatible con el ambiente árido de la zona. Este concepto frenó en varios años, en su parte legal, la extracción de la turba. Algunos técnicos, poco competentes en este problema, calificaban de oficio a la legítima turba como “materia orgánica en descomposición”, negando derechos de extracción como mineral de segunda categoría. El autor de este trabajo, en carácter de geólogo de la Dirección Provincial de Geología y Minería presentó un informe (inérito, 1950), en el cual determinó la turba como tal y, sobre esta base, el director de entonces, Ing. J. Villegas, entregó, rompiendo las trabas puramente burocráticas, la primera concesión para la explotación de turba en Los Alamitos.

Yacimientos. — Los turbales constituyen rosarios a lo largo del curso de los arroyos Papagayos y Yaucha. En los Papagayos existen los turbales del señor Cobarrubias, en el paraje Lagunitas. La turba, de hasta 3,0 m de espesor ocupa el fondo del valle. Veo la causa de la formación de turbales de Papagayos en el endicamiento natural del valle principal por el cono de deyección lateral del arroyo de las Cortaderas. Parecidas formaciones de turba se ubican en las ciénagas de los Papagayos, a las salida del mencionado arroyo al pedemonte.

Los turbales de Los Alamitos en Yaucha yacen preferentemente sobre la III terraza (= Las Tunas), teniendo en su base una capa de arcilla (véase perfil n^o 23). Los espesores de este yacimiento varían entre 1,8 y 4,0 m.. En los cortes de las labores se ve la turba bastante pura a pesar de niveles que acusan mayor tenor de arena eólica y algo de arcilla; estos bancos contienen sólo 40 a 50% de materia vegetal. Las partes basales de la turba son de colores oscuros hasta negros, atestiguando avanzado estado de carbonización. Las ca-

pas superiores tienen coloraciones que tiran hacia el marrón hasta el amarillo. Se ve un acopio de raíces de plantas hidrófilas y restos de tallos, y aparte de esto cutículas y fragmentos de hojas en principio de carbonización. Al microscopio se observa apreciable cantidad de detritos de plantas entremezcladas con arcilla (gyttia); asimismo se nota gran cantidad de polen de distintas plantas y frústulas de diatomeas. Sería deseable el estudio botánico de este yacimiento.

En la superficie, el proceso del crecimiento todavía no ha terminado; así que casi todos los turbales de la llanura pedemontana podrían clasificarse como turbales pantanosos, todavía en crecimiento y por lo tanto vivos. En los bordes adosados a la terraza más alta, la turba se halla sepultada debajo de deluvios y taludes.

Los turbales de Los Alamitos deben su origen parcialmente al endicamiento del valle por el cono lateral del tributario más caudaloso del Rosario. Algunos se han depositado en recodos abandonados del río.

Un yacimiento considerable de turba ha sido descubierto en Capiz de Abajo. Este turbal es profundo (más de 4 m), su turba es muy liviana y su superficie actual pantanosa, ha sido reforestada con arbolada de sauces. Este turbal yace sobre una falla y tiene relación de origen con la surgencia natural.

Varios pequeños yacimientos de turba se vinculan con el continuo aporte de agua alrededor de las vertientes (Coy Mallín y otros). Un turbal puede pasar lateralmente a mallín o vega, cuando la materia orgánica cede lugar al material clástico.

Respecto a la clasificación florística se puede adelantar con certeza que los turbales de la zona pedemontana pertenecen a los turbales bajos, faltando por completo los musgos oligotróficos (*Sphagnum*). Realmente los turbales son eutróficos, constituidos por restos de plantas hidrófilas y acuáticas (p. e. cortadera, juncos, algunas gramíneas, berros, etc.).

Edad y génesis. — Los turbales superficiales son sin ninguna duda de edad postglacial y actual.

Respecto a su génesis y a su aparente incompatibilidad con el clima árido, se puede aducir la opinión del eminente paleobotánico polaco Kulczynski St. (1935) que llegó a la conclusión de que la formación de los turbales es un fenómeno automático y puede ocurrir también en ambientes secos (p. e. entre los médanos), ya que

cualquier obstáculo al desagüe causa estancamientos de agua que determinan la formación de lagunas que facilitan el crecimiento de plantas hidrófilas y con esto el comienzo de la formación de turbales. Al iniciarse la formación de turba por causas locales, existen posibilidades de su crecimiento a pesar del clima continental, ya que este crecimiento depende del aporte de aguas fluviales y de las laminas que alimentan el turbal entrófico.

Valor económico.— Escaso valor económico ofrece la turba mendocina como combustible, tanto por su elevado porcentaje de ceniza, como también por su bajo rendimiento calórico (aprox. 2.400 cal.). El principal interés lo despierta la turba como un eficaz corrector del suelo. Los suelos arenosos, o limo-arenoso, acusan tendencias a formar suelos podsólicos, en los cuales se forma, a causa de excesivos riegos, una capa illuvial de cementación siliceo-ferruginosa, que impide la penetración de las raíces a mayor profundidad, produciendo una degeneración progresiva del árbol en los manzanos y otros frutales. La turba agregada al suelo reduce en un 50 % la cantidad de agua de riego necesaria para el cultivo, ya que el material turboso retiene la humedad en suelos muy permeables. Este corrector, pues, retarda la formación de la cementación del horizonte B. La aplicación de la turba ha dado buenos resultados. Lamentablemente los limitados yacimientos se agotan, así que las reservas llaman a la prudencia en la explotación, pues la regeneración del turbal es un proceso muy lento.

B. NEOTECTONICA

(Véase Bosquejo N° 1)

El autor del presente trabajo ha formulado ya algunos conceptos previos sobre el desarrollo de la doctrina neotectónica en otros países y también sobre las formas estructurales esenciales que caracterizan este movimiento en la Cordillera Frontal de Mendoza (Polanski, 1962).

La notoria penuria de documentación paleontológica aconseja una prudente reserva en cuanto a la asignación de edades a los movimientos diastróficos, acaecidos acá a fines del Terciario y asimismo durante el Pleistoceno.

I. MOVIMIENTO OROGENICO

1. *Movimiento mioceno.* — Estimo que el último movimiento orogénico que conmovió la Cordillera de los Andes fue de edad miocena (media a superior), aproximadamente tal como lo definió Groeber en el año 1951, situando su tercera fase del Segundo Movimiento en la misma época. Este violento movimiento originó no sólo la unificación de la Cordillera Frontal variscica con la mesozoica Principal en una sola montaña, sino que también eliminó por el acortamiento de las estructuras corridas la Depresión Intermontánea. Con este movimiento acompañado por el plutonismo ácido, se liga, sin duda, algún ascenso de la nueva estructura y el subsiguiente ciclo de erosión, que llevó a la degradación del relieve recién creado (para más detalles, véase Polanski, 1957). No sabemos mucho sobre las peripecias geomorfológicas relacionadas con este prolongado ciclo de destrucción de edad aproximada miopliocena (Mioceno superior hasta quizás el Plioceno inferior y medio), que elaboró en la montaña una planicie de destrucción. Remanentes de aquélla se hallan en las alturas mayores de 4500 m todavía precariamente conservadas en los más elevados páramos. Esta planicie está también indicada por la constancia de cumbres, destacada con anterioridad por Groeber (1951).

II. MOVIMIENTOS NEOTECTONICOS

Trataré en el presente trabajo de establecer una separación entre los mencionados movimientos orogénicos y los que se produjeron posteriormente, considerando a estos últimos como un movimiento aparte, neotectónico, que se desarrolla en cuatro fases de deformación interferidas por fases de relativa calma tectónica. Este concepto exige, lamentablemente, una nueva nomenclatura que reemplace la prolija y muy duradera pero incómoda terminología tectónica de Groeber, basada en la numeración algebraica. El Movimiento Neotectónico, diré más brevemente la Neotectónica, abarca: la fase principal del III y el IV movimiento de Groeber, y comprende cuatro fases:

1. Fase neotectónica inicial.
2. Fase neotectónica principal.
3. Fase neotectónica póstuma.
4. Fase neotectónica final.

1. FASE NEOTECTÓNICA INICIAL

Generalidades. — Por ahora poseemos realmente pocos datos respecto a esta fase. Esta circunstancia obliga a hacer solamente cautas deducciones basándolas en los escasos datos geomorfológicos disponibles.

Sobre la mencionada planicie de destrucción posterogenética en la Cordillera llamada por Groeber "prehuincanlitense", asoma un relieve maduro de grandes alturas y algunos montes durones y también volcanes posteriores andesítico-basálticos de la Asociación Volcánica Pliocena (la terminología de Groeber = Andesita 2 y Basalto 2 = quizás una parte de la Andesita Huincanlitense más Basalto Coyocholitense). En el área de nuestro estudio, la concomitante fase volcánica no ha sido estudiada con la necesaria exactitud, pero se puede suponer que aquélla está representada por una antigua porción del "Huincanlitense" de Groeber. El desdoblamiento de esta unidad magmática parece ser ineludible.

El subsiguiente arqueamiento de la planicie de destrucción elaborada en la estructura miocena de la serranía encaminó el ciclo de erosión fluvial. Los productos de la degradación de la combada montaña debieron acumularse en la zona baja, pedemontana, como sedimentos correlativos, y ellos ayudan ahora a dilucidar, por lo menos en forma somera, los acontecimientos ocurridos en la montaña misma. Con esto pasamos a la consideración del piedemonte de entonces y de su pila sedimentaria correlativa al movimiento inicial en la montaña.

Depresión de los Huarpes. — Los geólogos de Y.P.F. han aportado pruebas de que en la zona pedemontana, ya a principios del Terciario comenzó un descenso general del área. En ese lapso se esboza ya un bajo o una brecha estructural que separa la punta austral de la Precordillera de la punta boreal del Bloque de San Rafael. En su fondo se acumulan los sedimentos aluviales, productos de destrucción de la aludida planicie posterogenética. El bajo alberga una pila sedimentaria de espesor aproximado de 1200 a 1500 m, que se inicia con el Conglomerado rojo y termina con Mariño. Sin embargo, la configuración definitiva de la depresión habría resultado del movimiento orogenético acaecido en el Mioceno.

El límite occidental de la Depresión de los Huarpes se define por los asomos más occidentales del relleno aluvial terciario pedemontano. Comienza este límite en Potrerillos, pasa el W de la divisoria entre los

ríos Mendoza y Tunuyán, luego corre hacia el sur por la Est. Aguadita, Mesilla de los Manantiales, Loma de Guaitallary, el dique de Uco en la boca del río Tunuyán, Los Alamitos en el Yaucha y termina en la salida del Diamante, al pie de monte (véase el mapa geológico).

Los confines orientales de la depresión son dados por una depresión geomorfológica actual, llamada La Travesía, que conforme a los escasos datos disponibles (Perforación de Goico, Tapia 1935), se comporta según creo, en el sentido estructural, como un antiguo bloque rígido.

Su cubierta terciaria es realmente delgada (más o menos 1000 m) en comparación con los espesores de la adyacente Depresión de los Huarpes (más o menos 3000 m). Además, parece que este delgado paquete no ha sido plegado con tal intensidad durante el movimiento subsiguiente, como la pila sedimentaria de la Depresión de los Huarpes.

La Depresión de los Huarpes se expande hacia el norte, abarcando la Depresión de Mendoza. Los lindes australes deberíamos buscarlos en el ambiente del río Atuel. En el sector austral de la Depresión en consideración se interpone en su eje el antiguo Bloque de San Rafael, que divide la Depresión de los Huarpes en dos ramblas. La rambla oriental de la depresión está mal expuesta a la observación, pero la occidental, situada entre el Bloque y la Cordillera Frontal, queda perfectamente bien definida por la pila sedimentaria del Terciario Medio a Superior (Dessanti, 1956). La única perforación de la Dir. Nac. de Geol. y Min. practicada en La Cortadera, situada en el corazón del Valle Extenso, no alcanzó a atravesar el paquete terciario, cuyo espesor excede los 700 metros.

Características del fondo y del relleno de la Depresión de los Huarpes.
— Múltiples perforaciones de Y.P.F., practicadas en el área de la Depresión de los Huarpes, dan lugar a una promisoría tentativa de dilucidar algunos problemas tectónicos.

El taladro del sondeo choca en profundidad casi siempre con el basamento, integrado por rocas paleozoicas y precámbricas. Ellas constituyen bloques rígidos de la estructura varíscica sepultados por la cubierta triásica y terciaria, mientras que en el oeste ella sale en la cordillera a la superficie. De esta observación fundamental se desprende una conclusión indisputable: que la cubierta sedimentaria de edad terciaria de la Depresión de los Huarpes descansa sobre un sostén rígido y no plástico como suele ocurrir en los verdaderos geosinclinales, donde el sostén de la pila sedimentaria ha sido empujado a mayores profundidades de la corteza terrestre y adaptado a una deformación plástica.

La rigidez del sostén impide un replegamiento fácil y de mayor envergadura.

Las depresiones parecidas a la nuestra han sido conceptuadas por Frenguelli (1930) como "geosinclinales continentales".

Fossa Mancini (1937) ha analizado este concepto con mucho criterio aconsejando no aplicar en nuestro caso la terminología propuesta por Frenguelli. Por lo tanto no hace falta discutir de nuevo si la depresión es o no es un geosinclinal continental, pero es menester analizar brevemente lo que presenta esta depresión en concreto.

La colmatación de la depresión iniciada en el Terciario inferior perdura también en el superior, dando la última pila de edad miopliocena que termina con la depositación de Los Mogotes, Según datos de Herrero Ducloux (en Groeber, 1951) esta última pila puede llegar a medir hasta 1250 m. No cabe la menor duda que el relleno mioplioceno se relaciona con un movimiento ascendente en la colindante Cordillera y con la subsiguiente destrucción del relieve producido por este movimiento. De tal manera, la pila aludida es un sedimento correlativo del movimiento ascendente y de la erosión de la montaña. Como ya hemos mencionado en varias ocasiones, los estudios de los colegas de Y.P.F. han evidenciado que la granulometría de la pila aumenta hacia el techo, terminando con la potente (hasta 500 y más metros) formación Los Mogotes (Bajada Grande), de material clástico grueso y muy grueso en el contacto con la montaña.

Parece que no podemos considerar este incremento de la granulometría de otra manera que por un acelerado ritmo de erosión causado por algún movimiento ascendente en la Cordillera.

No se puede sobrepasar tampoco el resultado de la profunda perforación de exploración de Y.P.F. practicada en San José (al N de la Villa Tupungato), la que sólo a la profundidad de 3600 m chocó con el sostén de la pila sedimentaria de la Depresión de Los Huarpes, actualmente a unos 2400 m por debajo del nivel del mar.

Del punto de vista estructural y sedimentológico la Depresión de Los Huarpes se comporta en nuestro caso como *una antecuenca, o sea una cubeta marginal pericratónica de una antigua estructura ya consolidada pero habilitada a la reactivación.*

Resumen. — La base inicial del movimiento neotectónico se evidencia por un ascenso duradero, quizás un abovedamiento sin fracturación mayor de la faja cordillerana con un coetáneo descenso de la faja pede-

montana. Ambos procesos están documentados: el ascenso por la reactivación de la erosión, y el descenso del piedemonte por la sedimentación correlativa.

La edad de estos acontecimientos se define con la edad de la sedimentación correlativa o sea con el Plioceno en general.

Los detalles se discutirán más adelante.

2. FASE NEOTECTÓNICA PRINCIPAL

Generalidades. — Dadas las características litológicas de la formación Los Mogotes (= Bajada Grande) podemos deducir que el grosor del material detrítico indica los principios de un nuevo movimiento tectónico de envergadura en la Cordillera, que en su auge creó la montaña como tal, y al mismo tiempo dislocó la pila sedimentaria de la Depresión de Los Huarpes. Algunos detalles al respecto fueron adelantados en mi última publicación (1962), que formula la hipótesis de un arqueamiento regional de gran radio de curvatura, o sea una bóveda anticlinal de la Cordillera de los Andes y que intenta reemplazar la hipótesis de Groeber (1951) sobre un ascenso desmesurado (9000 m) de un bloque fallado de la Cordillera Frontal.

El arqueamiento de tal estructura rígida debió de ser muy lento y prolongado. La carencia de un estudio detallado al respecto no permite por ahora encarar el desarrollo de este proceso tectónico, pero es factible analizar su final y sus consecuencias.

Deformaciones. — El duradero desgaste de la montaña ascendida y abovedada junto con el descenso de la zona pedemontana con el relleamiento aluvial simultáneo de edad pliocena, debió por fin acentuar un desequilibrio isostático en la corteza terrestre, el que podría haberse compensado por una deformación, o sea un movimiento de intensidad.

Cualquier movimiento que afecte estructuras tan desparejas como son la cordillera y la depresión adyacente originaría siempre distintas formas de la deformación. La antigua estructura varíscica de plegamiento elevada a la superficie no habría podido replegarse con facilidad nuevamente, pero sí hubiera podido arquearse y ascender en forma de geanticlinal regional fallado; mientras tanto el potente paquete sedimentario del relleno de la Depresión de los Huarpes estaba en condiciones de reaccionar en forma de plegamiento suave, del tipo de braquianticlinales fallados, como efectivamente lo apreciamos en las estructuras de Tupungato, Lunlunta y San Carlos (Zuber, 1889;

Koch; Redwood, 1911; Hileman, 1929; Fossa Mancini, 1931; Stappenbeck, 1937; De Ferraris, 1939; Braccacini, 1946. Rolleri, Criado Roque y un trabajo sintético de Yrigoyen, 1952, y en 1946 Martínez Cal y otros). Las tres estructuras mencionadas son indudablemente fragmentos de una estructura mayor que, a mi parecer, corresponde a un "Braquianticlinorio de los Huarpes", nuevo término que propongo para eludir la incertidumbre que nace de la múltiple aplicación del término "Huayquería de San Carlos".

De acuerdo con nuestros conocimientos actuales, en la estructura del braquianticlinorio participan, según los datos aportados por el esfuerzo colectivo de los colegas de Y.P.F., varios sinclinales y anticlinales de alas chatas que se arriman en el N y NE a la Cordillera Frontal y la Precordillera. Las mayores complicaciones se notan en el contacto con la cordillera misma. El plegamiento de la estructura de Tupungato ha sido fallado con alguna intensidad en dos ocasiones. Un juego de fallas es aproximadamente coetáneo con el movimiento principal y debe interpretarse como fallamiento de relajamiento. Estas viejas fracturas no interesan a las formaciones pleistocenas.

La segunda fase de fallamiento se relaciona con el hundimiento del graben y se tratará más adelante.

Volviendo al problema de la rigidez del sostén de la pila de sedimentos continentales de la Depresión de los Huarpes, debemos recalcar asimismo sobre su incapacidad para adaptarse al nuevo plegamiento. Las presiones laterales provocaron solamente alguna reducción areal del sostén por el movimiento diferencial de bloques, aprovechando el fallamiento anterior variscico. Esta reducción del espacio, por supuesto, no era grande, pero sí lo suficiente como para plegar suavemente la despegada cubierta sedimentaria y su coetáneo fallamiento, resultante en muchos lugares de la reactivación del fallamiento anterior del sostén variscico. El plegamiento neotectónico se desarrolló con relativa facilidad solamente en el bajo estructural más profundo, que abarca las siguientes partes del Braquianticlinorio de los Huarpes: estructura de Tupungato, Lunlunta, Barrancas y la mitad boreal de la estructura de San Carlos hasta aproximadamente el paralelo de la villa de San Carlos. Esta depresión, según datos de Y.P.F., muestra las siguientes particularidades:

1. El relleno aluvial, de edad triásica y terciaria, tiene sus mayores espesores (4.000 m) en los alrededores de la villa de Tupungato, y disminuyen en dirección oriental y austral. En

la línea indicada de San Carlos el relleno de la depresión se reduce progresivamente a 1.000 y a 700 metros. La superficie del basamento pretriásico gana altura en el subsuelo, en dirección hacia el sur, y finalmente aparece a la vista en el Bloque de San Rafael.

2. El basamento pretriásico está constituido por el Proterozoico, Ordovícico marino, quizás Devónico, luego por el Carbónico y rocas magmáticas variscicas (la llamada Serie Porfirítica).
3. Los datos aportados atestiguan en forma incuestionable que esta pequeña parcela de la corteza terrestre acusa una tendencia permanente al descenso y al rellenamiento subsiguiente con los sedimentos.
4. Entre los distintos paquetes de sedimentos del relleno de la depresión median o discordancias angulares o una diastema y falta de pisos y de formaciones enteras. Esto indica la continua intermitencia de la sedimentación y de la deformación tectónica posterior. Tal desarrollo peculiar termina con un emparedado, o sea un sándwich estructural, constituido por la superposición de estructuras.
5. Lo expuesto señala que el bajo estructural aquí considerado se da a conocer como un área de movilidad continua a través de la historia geológica, a partir del Proterozoico. Esta movilidad no sería sino consecuencia de la muy antigua fracturación del profundo substrato, lo cual impide la cicatrización en forma definitiva, quizás por ser el movimiento demasiado débil e incapaz de establecer un equilibrio isostático de gran alcance, que abarque toda la zona.
6. En efecto, últimamente E. Rolleri (1962) ha presentado un concepto tectónico sumamente importante y sugestivo sobre la configuración de la cuenca triásica mendocina. Basándose en datos tomados de la investigación geofísica y de las perforaciones que Y.P.F. está efectuando en la zona de la Travesía, supone la existencia de dos antiguas fracturas convergentes en la llanura de Mendoza (véase Bosquejo n° I); una que corre a lo largo del curso del río Tunuyán entre Mendoza, Santa Rosa y La Paz, y la segunda que corta por la mitad aproximadamente de la Estructura de San Carlos (Última Aguada-Comandante Salas).

Estas fracturas limitan en su interior un bloque hundido del substrato pretriático, situado exactamente frente a la parte más profunda de nuestra depresión y constituyendo su prolongación oriental en forma de un engolfamiento.

Debemos asentar que los geólogos de Y.P.F. todavía no han terminado la exploración, y por lo tanto sería demasiado arriesgado extenderse a mayores deducciones, pero para nuestros propósitos basta comprobar que la máxima potencia de la pila sedimentaria de la depresión y la máxima intensidad del plegamiento braquianticlinal coinciden perfectamente con un bloque hundido, que formó una abra estructural y una zona debilitada de la corteza. Esto facilitó o causó un reajuste de bloques de sostén rígido, el despegue de la pila sedimentaria y su deformación durante la fase principal del movimiento neotectónico.

Hacia el sud el sostén rígido de rocas paleozoicas sale en el centro paulatinamente a la superficie, pero lleva una delgada cubierta terciaria en las dos ramblas que bordean el Bloque de San Rafael. Según Yrigoyen (1956), el Terciario continental más alto de la rambla occidental enclavada entre el bloque y la Cordillera Frontal está levemente alabeado en forma de dos chatos braquianticlinales y un braquisinclinal (véase el Bosquejo nº I), que cruzan el río Diamante y mueren en la cuenca del Atuel.

Lo expuesto ilustra que el Braquianticlinorio de los Huarpes comienza a disolverse por razones estructurales imperantes en el subsuelo en el paralelo de San Carlos, y muere definitivamente en el ambiente del río Atuel. Por otra parte, la intensidad del plegamiento se acentúa hacia la cordillera, en cuyo borde los braquianticlinales acusan un notable fallamiento. Aparecen en la estructura del Tupungato fallas inversas y corrimientos (Stappenbeck, 1937; Fossa Mancini y otros autores) que indican fuertes presiones laterales del lado cordillerano. Allí, en el borde de la montaña, deberíamos buscar una deformación máxima.

Justamente en la zona de transición entre el plegamiento fallado y la bóveda ascendida rige una falla inversa, de ángulo muy alto, que localmente puede pasar a la vertical (Polanski, 1956 *a*, 1957 *b*). Ella corre desde Potrerillos, en el norte, hasta la boca del río Diamante, en el sud, donde ha sido observada por Tapia (1931, perfil); Boehm (1939) y Volkheimer (com. verbal, 1962). En su tramo septentrional la falla se incorpora en la estructura de imbricación del "Espolón de

la Carrera" (Polanski, 1957 *b*), lo que sugiere su denominación como "Falla de la Carrera". Esta falla es discontinua y se expone claramente sólo en el sector de la Carrera, en el norte, y en el ambiente del sistema del Diamante, en el sur. Falta por completo el tramo intermedio, que ha sido absorbido y borrado por el hundimiento posterior del graben de Tunuyán. La falla de la Carrera no respeta el borde de la cuenca de sedimentación terciaria, sino que rompe en su trayectoria la estructura varíscica, construyendo el banco de falla a lo largo del borde de la cordillera. El banco de falla está limitado por la falla inversa de la Carrera del oeste y por la falla directa de menor edad (Falla de la Aguadita por el este).

Muchos investigadores no discriminan en forma debida y clara fallas de distinta edad que se aprecian en el borde de la montaña. Hemos comprobado la existencia de dos juegos de fallas: el primero es de edad pliocena, coetánea con la fase principal (falla de la Carrera y fallas oblicuas coetáneas del braquianticlinorio), mientras que el juego de fallas directas del graben es de edad mesopleistocena y debido a la fase final del movimiento neotectónico. La confusión de ambos juegos imposibilita por completo la correcta interpretación de las estructuras de la faja pedemontana.

Característica general del movimiento. — Resumiendo lo antedicho, diferenciamos tres distintos procesos tectónicos que caracterizan el movimiento en diferentes áreas y en distintas condiciones locales:

- 1º Un abovedamiento anticlinal y ascenso de la Cordillera Frontal, lo que conformó la actual montaña como tal.
- 2º Fallamiento, imbricación y sobreescurreimiento de la bóveda de la cordillera sobre la Depresión de los Huarpes, colmadas de sedimentos.
- 3º Plegamiento braquianticlinal y fallamiento coetáneo del relleno terciario de la Depresión de los Huarpes y constitución del Braquianticlinorio de los Huarpes.

La intensidad del plegamiento disminuye con la distancia de la bóveda anticlinal de la montaña y muere en el naciente.

Edad. — La fase principal neotectónica es ostensiblemente posterior a la deposición de Los Mogotes. No cabe la menor duda que Los Mogotes (= Bajada Grande) no han brindado documentos paleontológi-

cos determinantes, pero lo poco que se ha encontrado es de aspecto plioceno, y desde el punto de vista paleontológico no separable del Tunuyanense.

En el cuadro comparativo adjunto se reúnen las diversas asignaciones de edades del Terciario que facilitan una rápida orientación para las posibilidades de ubicación cronológica del movimiento aquí considerado.

Vemos, pues, por este cuadro, que andan muy divididas las opiniones sustentadas acerca de la edad de las formaciones que nos interesan.

Como más plausible y mejor documentado paleontológicamente aparece el concepto de Riggs-Patterson (1939), que coincide con las designaciones de Rovereto y De Carles, de edad pliocena al Tunuyanense. Casi todos los paleontólogos consideran la faunula del Tunuyanense como un complejo transicional entre el Araucano y el Hermosense, cuya ubicación en el Plioceno es aceptada ahora sin ninguna restricción (Pascual 1961-62). En las faunulas de las Huayquerías de San Carlos faltan por completo, o apenas aparecen, aquellas formas que caracterizan el Hermosense alto y Chapadmalense de la costa atlántica. De estas simples consideraciones se deduce que el plegamiento braquianticlinal sería anterior al fin del Plioceno y quizás coetáneo con el Hermosense alto. Riggs y Patterson ubican el Hermosense "probablemente en el Plioceno medio" (1939); así que el movimiento en las Huayquerías de San Carlos se ubicaría, según esta designación, entre el Plioceno medio y el superior. En la cronología de Kraglievich (1934) el movimiento en cuestión debería ser mucho más viejo, ya que este investigador coloca el Hermosense en el Plioceno inferior. La cronología de Kraglievich no ha cobrado mayor atención.

De mayor importancia para el Terciario pedemontano son las correlaciones estratigráficas de Braccacini (1946). Este autor ubica Los Mogotes en el Plioceno superior hasta quizás Pleistoceno inferior. La discordancia angular en el tope de Los Mogotes es suave pero patente.

Respecto a la tentativa de Dessanti (1946), sostenida luego por Groeber (1954) e Yrigoyen (1956), de traspasar las formaciones pliocenas del Quemado, Represa y Bajada Grande (Mogotes) al Pleistoceno inferior o Eocuartario y ubicar el plegamiento del Braquianticlinorio de los Huarpes casi en la mitad del Pleistoceno, remito a mi contribución del año 1961, en el cual estas designaciones han sido discutidas y desvirtuadas por tratarse de opiniones desprovistas de la necesaria documentación paleontológica y estructural.

Sabemos que Groeber, en su primer trabajo, ubicó este plegamiento a fines del Plioceno, denominándolo fase principal del Tercer Movimiento.

Haciendo caso omiso de la aludida poca seguridad acerca de la exacta posición de Los Mogotes, podemos puntualizar la designación de edad del movimiento por sí correcta, efectuada por Groeber, y ubicar el principal movimiento neotectónico (= fase principal del Tercer Movimiento) a fines del Plioceno superior.

Terminamos estas consideraciones cronológicas con una necesaria rectificación de la errónea ubicación del Pontense en el Mioceno alto, introducida por Groeber y repetida por otros. Todos los geólogos europeos que estudian el problema, empezando desde el Mediterráneo y terminando en el Caspio, colocan en forma unánime al Pontense en el Plioceno inferior.

Fase volcánica. — El movimiento neotectónico principal está acoplado a una bien definida fase volcánica, representada por la Asociación (antes Serie) Volcánica Pliocena, descrita en mis trabajos anteriores de los años 1956, 1956 a 1957 y 1957 c. Esta fase es eminentemente andesítico-basáltica y corresponde a las andesitas 2 y basaltos 2 (Coyocholitense) de Groeber.

Mirando el ordenamiento espacial de los volcanes de esta asociación apreciamos en las hojas 24 a, 24 b y 25 a (cerros: Tupungato, San Juan, Marmolejo y parcialmente San José) un llamativo ordenamiento lineal en forma de rosarios de volcanes, que, según creo, se deben al fallamiento de la cresta de la comba anticlinal que empezó a deformar esta planicie de destrucción durante la prolongada época del Plioceno.

III. CALMA TECTONICA DEL FINAL DEL PLIOCENO

La subsiguiente época se destaca por su calma tectónica.

Nuevas condiciones. — La aludida elevación del final del Plioceno de la cordillera a la altura próxima a la actual tuvo consecuencia climática y físico-geográfica para la zona elevada y asimismo sobre la zona deprimida en el piedemonte.

El ascenso de la Cordillera de los Andes a gran altura causó:

1. Separación definitiva del declive oriental de la Cordillera Frontal de la influencia climática del Pacífico, quitándole al-

gún aporte de humedad. La zona pedemontana quedó a sotavento de la barrera cordillerana.

2. El enfriamiento de la montaña alta ha provocado las primeras precipitaciones en forma sólida (granizo y nieve) y con esto la formación de un nevé, lo que inmoviliza una parte de la humedad, estrujada del aire por la baja temperatura en la altura.
3. En tales condiciones el posible aumento de las precipitaciones por el ascenso de la montaña perdió su ventaja, con toda seguridad, por la merma del aporte de la humedad pacífica e inmovilización parcial de precipitaciones fijas en la nevé y en los glaciares.
4. La red de drenaje del declive oriental de la montaña ascendida de la Cordillera Frontal sufre, por lo tanto, la inestabilidad y periodicidad anual y diaria) de los caudales, lo que impone a la red un carácter intermitente, con excepción de colectores más grandes (Mendoza y Tunuyán), que nacen detrás de la Cordillera Frontal.

Resumiendo, llegamos a una conclusión: que el ascenso de la montaña acentuó la aridez del clima que imperaba durante la sedimentación pliocena. La pendiente oriental de la montaña quedó bastante seca, en concreto semiárida, casi igual que hoy día, mientras que en la zona baja pedemontana, situada a sotavento, se estableció un régimen destacadamente árido, que también perdura sin mayores modificaciones hasta el presente.

Consecuencias geomorfológicas. — Mucho me costaría compartir la corriente opinión de que el plegamiento del Braquianticlinorio de los Huarpes conformó algún relieve montañoso, o por lo menos acentuado, que con posterioridad fue rebajado durante un ciclo fluvial completo y convertido en una planicie carente de relieve.

Para no repetir lo expuesto en otros capítulos, me limitaré en este lugar a la sola exposición de la hipótesis. La casi perfecta planicie de destrucción de la gran meseta del Guadal es para mí una *peneplanicie vieja desde el nacimiento* (Davis), o sea un *tronco inicial* (Primärrumpf) de W. Penck (1953). La poca amplitud del plegamiento favoreció la rápida destrucción del relieve, ya durante su formación, por los efectos de los procesos exógenos. Así que el ritmo o

la velocidad de la deformación marchaba al mismo paso o quizás se atrasaba respecto al ritmo de la degradación. La peneplanicie vieja desde el nacimiento de la Meseta del Guadal es una coetánea manifestación geomorfológica, siendo el braquianticlinorio el efecto estructural de los procesos endógenos y exógenos, actuantes durante la fase principal.

De esta manera, la Meseta del Guadal se inserta indudablemente en el movimiento como su componente inseparable.

No quiero ocultar una dificultad que aparentemente estorba al concepto planicie vieja desde el nacimiento, conservada hasta hoy día en la Meseta del Guadal. Para poder explicar satisfactoriamente la perfecta separación entre la meseta y los relieves posteriores que se hallan a menor altura y circundan esta planicie, deberíamos forzosamente intercalar en el cuadro sinóptico de movimientos un movimiento ascendente más y un ciclo de erosión cumplido. Pero no hemos encontrado nada en concreto que pudiera evidenciar tales sucesos. Me parece, por lo tanto, más indicado buscar otra explicación.

Observando el Bosquejo n^o III, que esclarece los sucesivos cambios de los cursos de los ríos en el Plioceno y Paleopleistoceno, apreciamos con facilidad que la Meseta del Guadal se ha conservado bien hasta la fecha gracias a su posición en la antigua divisoria, separando el Papagayos II y el Tunuyán II, que corrían a través del Braquianticlinorio de San Carlos hacia La Travesía. De esta manera la meseta quedó fuera de la red de drenaje de ríos caudalosos y activos, lo que en las condiciones de la aridez del clima favorecía la protección y conservación de esta parcela interfluvial de la originariamente más extensa peneplanicie vieja desde el nacimiento.

Las líneas precedentes quizás contribuyan al esclarecimiento de la génesis de la meseta, y explicarían en forma satisfactoria la enigmática falta de ríos y rodados fluviales en la meseta.

En la zona pedemontana proximal se han expuesto en el borde geomorfológico de la montaña bien definidos pedimentos, ya descritos en otras ocasiones. El proceso de pedimentación pronostica de antemano las condiciones áridas o por lo menos destacadamente semiáridas que imperaban en el piedemonte. Sería lógico, pues, inferir que el proceso de pedimentación no ha de ser sino la fase final del conforme proceso de elaboración de la peneplanicie vieja desde el nacimiento.

Tanto el proceso de elaboración del relieve maduro en la monta-

ña como también la pedimentación con una delgada cubierta detrítica caetánea, atestiguan una época prolongada de calma tectónica, que perdura hasta los principios del vigoroso ciclo de sedimentación de Los Mesones en la zona pedemontana y parcialmente en la montaña misma.

IV. FASE NEOTECTONICA POSTUMA

Introducción.—Tras la calma tectónica sobrevino la regeneración del movimiento que afecta toda la zona conmovida durante la precedente fase principal del movimiento neotectónico.

Este movimiento dejó sus rasgos grabados en la faz geomorfológica del área. Aparte de esto se evidencia con una intensa sedimentación correlativa y con una bien definida fase volcánica, lo que en conjunto autoriza la consideración del movimiento con algunos detalles.

La tendencia general del movimiento se manifestó con un nuevo ascenso general de la cordillera y de la Estructura de San Carlos, con la simultánea quietud o quizás un leve descenso sinclinal de la faja intermedia del Campo del Bajo. Las dos franjas ascendentes, junto con la faja intermedia descendente, son paralelas entre sí, guardan la dirección general N-S, y en conjunto aparecen como un nuevo plegamiento póstumo braquianticlinal integrado por dos combas anticlinales ascendentes de gran radio de curvatura, y el braquisinclinal intermedio.

Se desarrolla la fase póstuma en tres etapas o pulsos.

Primera etapa.—El nuevo movimiento ascendente comienza en la cordillera, mientras que la parcela submontana se mantiene transitoriamente bastante tranquila. En consecuencia, en la faja cordillerana el ascenso moviliza la erosión, vigorizando el transporte fluvial y la degradación del maduro relieve anterior; quiere decir que nace en la montaña un nuevo ciclo de erosión fluvial.

La ausencia casi total de antiguas terrazas de acumulación en la cordillera dificulta el análisis cuantitativo de los efectos de la primera etapa del ascenso. Los escasos datos disponibles se considerarán más adelante, al tratar el relieve debido a la fase póstuma entera.

Conforme al indicado ascenso de la cordillera, encontramos abajo, en la zona pedemontana, un formidable ciclo de agradación correlativa, representada por los fanglomerados de la extensa cubierta del pedimento, que hemos denominado formación Los Mesones. Este ciclo de agradación, junto con su extensión areal (véase el mapa geoló-

gico) atestiguan la opinión adelantada de que durante el ascenso de la montaña la zona pedemontana aplanada se mantuvo pasivamente, guardando calma tectónica.

Segunda etapa. — Al finalizar el ciclo de sedimentación de Los Mesones se manifiesta en la zona pedemontana un nuevo movimiento neotectónico. Ascende la zona entera. El movimiento está evidenciado por el bien definido primer ciclo de erosión de edad pleistocena, que comienza a degradar la acumulación anterior.

Las observaciones de los cambios de curso de los principales ríos permite inferir con alguna certeza que ya durante la segunda etapa comienza un leve abovedamiento de la Estructura de San Carlos. Este ascenso desvía progresivamente el sistema fluvial del Papagayos y del Tunuyán hacia el norte, desplazándolos hacia el oeste. Este ascenso es responsable del primer esbozo del Campo del Bajo y de la primera gran reestructuración de la red de drenaje y de la formación de los primeros colectores paralelos a la montaña; en concreto, del futuro Papagayos III y Tunuyán III.

En consecuencia, la red de drenaje del Campo del Bajo cava en la zona intermedia el amplio valle paralelo a la montaña denominado Valle Extenso. En el transcurso de este ciclo los ríos principales han profundizado el relieve desde la superficie tope de Los Mesones hasta la base de la formación La Invernada, o sea unos 40 a 80 m. Este monto acondiciona de antemano un relieve disponible muy bajo, lo que junto con la escasa coherencia de rocas y un sistema fluvial relativamente caudaloso y perenne, favoreció un desarrollo cíclico acelerado, que sin mayores dificultades pasó con relativa rapidez a la madurez regional, gracias a la diferencia de la erosión lateral en el ensanchamiento del valle. De esta manera en la faja intermedia se formó durante la segunda etapa de la fase póstuma un valle Extenso, cuyos fragmentos se conservan todavía visibles entre los Papagayos y Yaucha.

Tercera etapa. — Con la elaboración del Valle Extenso comienza la tercera etapa del movimiento póstumo. Lo primero que atrae nuestra atención es un nuevo y fuerte ciclo de agradación que se manifestó en el Valle Extenso del Campo del Bajo, cuyo fondo se rellenó con los gruesos fanglomerados y rodados de la formación La Invernada.

Sería imposible considerar esta agradación como una consecuencia del desarrollo del ciclo fluvial únicamente. Los sedimentos de La In-

vernada no tienen ningún aspecto de sedimentación fina, acumulada en las terrazas de inundación, tan común en la madurez avanzada del paisaje. El grosor granulométrico de La Invernada atestigua en forma incuestionable un aporte detrítico grueso de ambos flancos del valle, tanto del cordillerano como también del huayqueriano. Con esto tocamos otra vez la necesidad de inferir el ascenso de los flancos abastecedores del material detrítico al bajo tectónico tranquilo o quizás algo descendente. Dada la escasez de elementos de juicio, resulta por ahora imposible definir si este ascenso de los flancos es impulso nuevo del movimiento póstumo interrumpido por un intervalo de calma tectónica en la montaña, o si no es nada más que la directa continuación de la etapa anterior del ascenso, el que resultaría continuo.

Aspecto general del movimiento póstumo. — El material concreto expuesto en las líneas precedentes permite echar un vistazo general sobre el movimiento entero. La marcha de los acontecimientos empieza en la primera etapa con un ascenso de la montaña y la sedimentación coetánea y correlativa de Los Mesones en el bajo del piedemonte que continúa en calma tectónica. La segunda etapa reclama un ascenso de la montaña y del bajo, lo que originó un ciclo fluvial en la zona entera y promovió la elaboración del Valle Extenso. La tercera etapa se manifiesta con un ascenso de la cordillera y de la estructura de San Carlos, mientras que la zona intermedia queda en calma o quizás sufre un leve descenso sinclinal, lo que permite el acopio de sedimentos correlativos de La Invernada.

En ninguna parte del área se nota fallamiento de intensidad, y tampoco existen indicios del ascenso de bloques fallados (Polanski, 1962). En las fracturas no se notan mayores desplazamientos verticales de los bloques.

La segunda característica de importancia es la migración y el progresivo avance del movimiento en el espacio y en el tiempo, desde la cordillera hacia el naciente, hacia La Travesía. El avance hacia el este en el tiempo debería atribuirse a la retardación de la transmisión de las presiones laterales del lado cordillerano hacia el naciente y las dificultades que encontró el flujo del substrato basáltico en la infraestructura desde la cordillera hacia las estructuras de los Huarpes y del Bloque de San Rafael. Este argumento no puede extrañar dada la completa ausencia de la fase volcánica de edad pliocena en la zona pedemontana aquí estudiada a pesar de su desarrollo en la cordillera.

Como vemos más adelante, la fase volcánica en la Meseta del Guadal y el Bloque de San Rafael aparece atrasada en comparación con la Alta Cordillera, habiendo prosperado recién a fines de la fase póstuma.

Según el relevamiento de Antonietti (1956), Los Mogotes se hallan en la boca del arroyo Tierras Blancas en el río Tunuyán, a la altura de unos 820 m. Por otra parte estos mismos Mogotes cubren la superficie de la estructura de San Carlos descendiendo paulatinamente casi a la altura de la superficie de La Travesía sin exhibir mayores desplazamientos verticales. En la Meseta del Guadal, Los Mogotes están a una altura aproximada de 1200 m. La diferencia resultante de 380 m en la altura de la exposición, excede el doble o más el espesor total de la formación en este tramo, y de esta manera se deduce que esta diferencia hipsométrica se debe a la deformación posterior de la fase principal del movimiento. Por ser el afloramiento de Tierras Blancas coetáneas con la fase principal, Los Mogotes deberían tener también un espesor excesivo en los alrededores del río Tunuyán.

Mucho más determinante en nuestro perfil es el hecho de que éste ha sido trazado a lo largo del eje del anticlinal continuo de Piedras Coloradas (que corre por Tierras Blancas hacia San Carlos) lo que excluye otra interpretación de las aludidas diferencias hipsométricas, p. e. como efecto de intersección que hubiera justificado tales diferencias. Tampoco se puede creer en nuestro caso que, durante un plegamiento suave, al mismo tiempo podría plegarse un paquete en dos rumbos distintos, perpendiculares entre sí. Más bien una parte del viejo anticlinorio penneplizado ha sido por segunda vez levemente combado. La superficie del declive oriental de la estructura San Carlos-Guadal hacia La Travesía, según este perfil, se expone como el ala de una bóveda anticlinal, y el afloramiento indicado por Antonietti estaría en el sinclinal del fondo del Valle Extenso.

Un argumento más convincente en favor del concepto de la comba anticlinal de la estructura de San Carlos, sería un perfil que demostrase el abovedamiento de la Formación Los Mesones.

Ya hemos hablado y además lo veremos más adelante (Bosquejo n° III), que en los principios del Pleistoceno los grandes ríos de la zona han dejado franjas de sedimentos fluviales transversales a la Estructura de San Carlos, pertenecientes a la Formación Los Mesones. De éstas atrae nuestra atención la franja de rodados fluviales que atraviesa la punta septentrional de la Meseta del Guadal. Me parece

posible referir esta franja al cauce eopleistoceno del río Tunuyán II, ella se caracteriza con las siguientes alturas del piso de los afloramientos de Los Mesones y las distancias entre ellas:

	Cº Negro y Pampa Muerto	Pozo Y. P. F. Atamisqui	Eje de la Comba Divisoria	Cabeceras del Quemado	Loma Negra Grande	
W	1040 m	1150 m	1204 m	1138 m	1120 m	E
	_____ 10 km	_____ 5 km	_____ 6,5 km	_____ 3,0 km	_____	

Inclinación : 164 m/15 km = 1,1 ‰ ; incl. 84 m/9,5 km = 0,9 ‰.

Las cifras aducidas permiten algunas conclusiones. Ellas atestiguan una deformación tectónica de la formación Los Mesones por un abovedamiento muy chato cuyo eje estaría colocado aproximadamente en la actual divisoria entre la endorreica Travesía y el río Tunuyán. Las alas de la bóveda poseen una inclinación sumamente suave (aproximadamente 1,0 ‰ a pesar del descenso considerable del eje de la bóveda que se tasa en 164 m como mínimo. Estas cifras son propias del arqueamiento muy lomado o sea una bóveda chata de gran radio de curvatura, asemejándose a una anticlisa, forma típica para la fase pirogénica del desarrollo cíclico de la corteza terrestre.

La deducción recién expuesta se basa sobre la premisa de que todos los afloramientos enumerados en la tabla pertenezcan a la formación Los Mesones. Me hago cargo de que tal premisa podría ser objetada. La elevo por dos causas que abogan en favor del concepto. En primer término, los afloramientos se hallan alineados y su disposición areal y la altura permiten la equiparación de estos sedimentos. Además lo apoya el control petrográfico, o sea la constante presencia de rodados de rocas mesozoicas de la Cordillera Principal, que pudieron ser traídos y depositados por el río Tunuyán.

En resumen, me parece que lo antes aducido me permite lanzar a la discusión una hipótesis de trabajo que define una bóveda anticlinal de gran radio de curvatura, que deformó durante la fase póstuma del movimiento neotectónico la antigua planicie de destrucción vieja desde el nacimiento del sector de las Huayquerías de San Carlos.

Fase volcánica. — Según opinión corriente en la tectónica y especialmente en la neotectónica, el material ígneo se deposita en los núcleos de las bóvedas anticlinales ascendidas y, al rebajar la presión en la estructura cerrada en un anticlinal, comienza a fluir con facilidad. Esta opinión se destaca en los trabajos de W. Penck (1953) y de otros autores.

El abovedamiento anticlinal origina tensiones en la parte crestal de la comba, las que al sobrepasar el límite de elasticidad de las capas combadas, producen fracturas por relajamiento. Estas fracturas tensionales al alcanzar en las profundidades de la corteza un foco igneo, movilizan el magma y el volcanismo.

En nuestra zona la fase volcánica correlacionada con el movimiento está excelentemente desarrollada y originó las vulcanitas de la asociación volcánica de edad paleopleistocena. Las crestas de la cordillera alta, en la zona de bisagra del movimiento en la base de la montaña y la cresta de la Estructura de San Carlos y Bloque de San Rafael están marcadas con rosarios de volcanes andesítico-basálticos y asimismo con el concomitante fuerte hidrotermalismo postvolcánico.

Un argumento adicional en favor del arqueamiento de la estructura sería el perfil longitudinal, que demuestra que la Estructura de San Carlos pasa en el norte a la vecina depresión de Mendoza con un suave abanico y sin ningún escalón, como si fuera la punta de un braquianticlinal de gran radio de curvatura.

Estas circunstancias de índole geomorfológica nos inducen a atribuir la forma actual de la estructura de San Carlos al arqueamiento de gran radio de curvatura póstumo respecto al plegamiento originario, ocurrido durante la precedente fase principal del movimiento neotectónico.

De manera que dejando expresa constancia del carácter algo precario de la solución hipotética basada en factores preferentemente geomorfológicos, definimos la fase póstuma como un plegamiento de gran radio de curvatura, que forma dos combas braquianticlinales de desigual amplitud y un chato sinclinal intercalado entre ellos. Esta última forma, que se expone en el Valle Extenso del Campo Bajo ha sido definida también con anterioridad por algunos geólogos de Y.P.F. como un sinclinal (comunicación verbal).

Edad. — Los movimientos de la fase póstuma se colocan en el Pleistoceno inferior, comienzan con la sedimentación de Los Mesones y terminan con la deposición de La Invernada.

Groeber ubica en este lapso de tiempo su primera etapa del cuarto movimiento, cuyos detalles no han sido precisados.

V. FASE NEOTECTONICA FINAL

Introducción.— Los últimos movimientos de la fase póstuma terminaron con un ascenso medido de la estructura entera, es decir de la Cordillera, de Valle Extenso y de la Estructura de San Carlos junto con el Bloque de San Rafael. El aludido ascenso está evidenciado por el rejuvenecimiento del ciclo de erosión fluvial que actúa en todas las partes recién enumeradas. De esta manera, el tercer ciclo de degradación es de índole regional. Sin embargo, este proceso de ascenso y de degradación fue interrumpido de pronto por un fallamiento intenso y por la formación del “Graben de Tunuyán”. Así que la fase final neotectónica se desarrolló en dos etapas conjugadas: la primera se expone por el ascenso general y la segunda se especifica con fracturación y hundimiento de la gran parte del Valle Extenso en forma de un graben.

Primera etapa: Ascenso general.— En la zona montañosa el ascenso se manifiesta con una profundización de los valles desde el nivel de la segunda terraza (La Invernada) hasta por debajo del nivel II A (véase perfil n° 3). El monto de la profundización de los valles varía según los caudales; en los ríos pequeños, como por ejemplo el A° Grande de Portillo, no supera mucho los 60 a 70 m, pero en el río Mendoza alcanza unos 100 a 120 m. Por supuesto, de estas cifras no se puede deducir el monto exacto del ascenso de la montaña, sino el ascenso mismo como tal.

Abajo, en la zona pedemontana proximal, la llanura fluvial del Valle Extenso con su relleno aluvial de la formación La Invernada quedó expuesta también a fuerte disección y degradación. En consecuencia, se elaboraron los niveles II A y II B en La Invernada y los valles paralelos de Papagayos y del Tunuyán. Los efectos del segundo ciclo fluvial de edad pleistocena en el Valle del Toba ha sido considerado en otro lugar.

En la estructura de las Huayquerías de San Carlos y en el Bloque de San Rafael el ascenso se evidencia por la disección del nivel de La Invernada. En el punto boreal del bloque de San Rafael, el monto del ascenso debido a esta etapa está determinado por la diferencia hipsométrica entre la terraza que cubre La Invernada y la cubierta por Las Tunas, que oscila entre 30 y 40 m.

Los datos geomorfológicos testimonian pues, un solo leve ascenso

de la zona entera. La intensidad del ascenso parece crecer hacia el oeste, hacia la cordillera, pero en general es un movimiento de elevación con valores que oscilan entre 30 y 120 m.

Segunda etapa: Fracturación y descenso del Graben del Tunuyán. Antecedentes. — En las publicaciones anteriores encontramos pocos datos bien sentados respecto al origen de la depresión pedemontana de la zona en estudio. Groeber (1939) menciona brevemente el “Bolsón de Tunuyán”, que abarca no sólo el graben mismo sino también la Meseta del Guadal, la Estructura de Lunlunta y la Depresión de Mendoza. Esta idea se repite luego otra vez en su trabajo del año 1951, (Groeber 1951, fig.11), pero ya sin la falla de Huayquerías que figuraba en el mapa geológico de 1939, apareciendo solamente la única fractura gravitacional del borde geomorfológico de la cordillera frontal. Ella, según Groeber, separa la montaña del “Valle de Tulún” que orla la cordillera del naciente. El concepto de “Valle de Tulún” es una repetición de la idea anterior sobre el “Bolsón de Tunuyán” pero munida con distintas fallas. Debo destacar que Tapia (1935) reconoció perfectamente bien la fractura del Totoral y la zona hundida de Tunuyán, pero sus perfiles no exponen ninguna falla submontana y, por lo tanto, la estructura quedó indefinida.

En la opinión de los colegas de Y.P.F. (comunicación verbal), el bajo geomorfológico del Tunuyán debería interpretarse como una comba sinclinal. Esta opinión es, como hemos visto, correcta, pero no refleja los últimos efectos del fallamiento. El concepto de “Gaben de Tunuyán” fue adelantado en mis trabajos anteriores [Polanski 1957 y 1962] en forma de bosquejos, que delimitan, sin entrar en detalles, las fracturas de la porción central y noroccidental del graben.

Esto me obliga a presentar ahora al lector la descripción junto con la documentación necesaria, para que el concepto del “Gaben de Tunuyán” entre en nuestra bibliografía, en la discusión y eventualmente como un aporte geológico definido y documentado.

Límites del graben. — La definición del graben requiere que sus límites se evidencien en fracturas gravitacionales, con algún rechazo vertical de consideración. Ellas figuran en el mapa geológico y en el bosquejo estructural del presente trabajo. En el lado occidental del graben, o sea del lado cordillerano, el fallamiento es complejo, y se expone más bien como una zona fallada, con bloques escalonados.

Denominamos a la fractura más occidental como “Falla de Aguadi-

ta" (abreviatura del "Puesto Aguadita"). Ella nace en la divisoria entre los ríos Mendoza y Tunuyán y corre hacia el sur hasta la desembocadura del río Tunuyán en la llanura pedemontana, donde muere después de propagarse unos 60 km. En la parte mediana de su trayecto esta falla está interceptada por la coetánea "Falla de Las Tunas". Llama la atención su curvatura semicircular, que ciñó una ensenada playa del graben.

La segunda fractura, y de mayor importancia, es la "Falle de Tupungato" que nace en el norte en la Cañada Grande de Pereyra, corre luego cerca de la villa de Tupungato hacia el sur, pero pronto desaparece sepultada por el abanico aluvial de Las Tunas, de edad menor. De nuevo reasoma en el dique de Uco (río Tunuyán) y corre sin interrupción hasta la salida del arroyo Papagayos al piedemonte, donde muere. Su trayecto total se estima en 125 km.

El cierre sur y oriental del graben está definido por la segunda fractura semicircular de 46 km de largo, que llamaremos "Falla del Cerro Negro de Capiz" y la gran fractura oriental levemente arqueada, que empalma con la anterior en la estancia Aguanda, corriendo hacia el norte por Capiz de Abajo hasta la boca de la Estacada en el río Tunuyán. Es muy probable que ella siga aún mucho más hacia el noroeste, doblando con un arco playo hacia la Cañada Grande de Pereyra, donde se junta con la fractura de Tupungato, con la cual delimita un profundo "Engolfamiento de San José" embutido en la Estructura de Tupungato. Su longitud alcanza de 98 a 100 km.

Llamaremos esta gran fractura oriental del graben "Falla del Totoral" por haber sido comprobada por la perforación de la Dirección Nacional de Geología y Minería en el indicado lugar y evaluada por primera vez en el perfil de Tapia (1931). Las dos fallas orientales encierran entre sí en el sudeste el "Bloque de Casas Viejas", hundido con buzamiento septentrional durante la formación de graben.

Volviendo a la delimitación del graben en su parte más boreal, encontramos la "Falla de Anchayuyo" que probablemente doble hacia el sur, para correr paralelamente a la fractura de Tupungato. Este último trayecto de la falla de Anchayuyo es dudoso por hallarse oculto por formaciones de edad menor. Pero si en el futuro se alcanzara su corroboración, tendríamos un estrecho y alargado "Horst de la Loma Alto Verde-Peral" que, por la inclinación de su superficie tope hacia el sur, pronto va a desaparecer debajo de la joven Bajada de las Tunas.

Hacia el norte, la falla de Anchayuyo empalma con la Aguadita y muere en la divisoria. Ambas definen el último y más septentrional “Engolfamiento de la Carrera” del graben.

Terminamos las consideraciones sobre las fracturas con la enigmática “Loma de Guaitallary”, situada en el centro del Engolfamiento de la Carrera. No sería extraño ver en este asomo de Los Mogotes, con Los Mesones en su corona un escalón de falla o quizás un pequeño horst.

Vale la pena subrayar algunas particularidades geométricas del fallamiento que acabamos de describir.

En primer término, debemos valorar la presencia de los engolfamientos o ensenadas semicirculares del graben. No cabe la menor duda que tales fallas arqueadas son destacadamente tensionales y, por lo tanto, incompatibles con la compresión lateral. En otras palabras, el bloque hundido no puede de ninguna manera interpretarse como un graben compresional, ente muy discutido en el caso del “rift valley” de Africa.

En segundo término, debemos recalcar que la naturaleza del fallamiento se revela por la presencia de restos de facetas que corren por cuenta del plano de falla directa. Los planos de las fracturas inclinan con ángulos altos, superiores a los 70° , siempre hacia el fondo del graben. Las fallas tensionales, pues, convergen hacia abajo, hacia el fondo del graben.

Quedaría todavía para su consideración el comportamiento del cierre norte del graben constituido por la Cerrillada de Tupungato y el Abanico de Anchoris. Los datos de los relevamientos geológicos de Y.P.F. permiten afirmar que el Terciario del cierre se produjo por el fallamiento posterior con descenso de bloques. En primer término aparecen las fallas que deshacen el primero y segundo nivel en la Cerrillada (perfil n^o 2), y que pueden observarse en el mapa y el bosquejo estructural. En segundo término atribuimos a estas fases las fracturas de Agrelo y Carrizal que definen ahí un movimiento vertical de bloques, el cual no pudo ser estudiado con mayor atención.

Dimensiones. — El graben tiene forma alargada irregular; esta última particularidad fue causada por los mencionados engolfamientos. La extensión máxima longitudinal, norte-sur, mide unos 110 km, mientras que su ancho máximo casi no excede los 30 km. La superficie total del Graben de Tunuyán se calcula en 2150 km² aproximadamente.

Profundidad. — A pesar de la intensa perforación del graben en busca de agua, sólo el sondeo de exploración de Y.P.F. en San José alcanzó a los 4000 m de profundidad el zócalo antiguo (Proterozoico) cubierto por sedimentos de edad triásica terciaria y pleistocena. Las demás perforaciones finalizan en un nivel acuífero situado todavía dentro de una formación de edad pleistocena. La aludida perforación del Totoral tiene 612 metros de profundidad, Sumando a esta cifra la diferencia de 140 m entre la boca de perforación y el segundo nivel en el adyacente campo del Chillante obtenemos el monto mínimo de 752 m del descenso del graben y, por ende la profundidad mínima del graben en este paraje. En vista del resultado de la perforación de San José, no sería muy arriesgado tasar la profundidad máxima posible en unos 1000 metros.

De estos datos se puede calcular el índice del graben:

$$\frac{\text{Profundidad}}{\text{Ancho}} = 1:30, \text{ que es típico para un graben tensional.}$$

De los datos discutidos en la parte dedicada a la estratigrafía, se infiere que la profundidad del graben disminuye hacia el sur y el poniente. El monto del rechazo en el sur en los alrededores de Casas Viejas y Pareditas no se puede precisar por la escasa profundidad de los sondeos realizados. Lo único seguro es que el fondo impermeable Terciario no debe estar muy abajo, ya que las napas de aguas subterráneas y las surgencias se colocan en profundidades no mayores de 100 a 200 metros.

Hacia el occidente el panorama cambia. Los datos de los sondeos indican que existe una notable diferencia entre la parte playa del graben adyacente a la montaña y la central que es más profunda. La línea divisoria entre ambas cuencas del graben corría a lo largo de la fractura de Tupungato. Al naciente de esta falla, las profundidades del graben son grandes. Esta parte corresponde, pues, al fondo del graben, donde la surgencia y la semisurgencia son distintivas, mientras que en el occidente, en la zona escalonada submontana, la profundidad es menor y la surgencia desaparece casi por completo.

Consecuencias hidrográficas e hidrogeológicas. — El descenso del fondo del graben estableció un nuevo nivel de base local, que impuso una reestructuración y adaptación de la red hidrográfica a las nuevas condiciones. En primer término, se nota que el curso del arroyo Anchayuyo-Estacada y también el curso de la Aguanda-Arroyo San Carlos y Tunuyán obedecen a la gran falla del Totoral. En segundo

término, el descenso del fondo del graben promovió la captación del Papagayos en los alrededores de la E. Aguanda y su incorporación a la cuenca hidrográfica del río Tunuyán en el extremo austral del graben. El sector decapitado del antiguo curso del Papagayos quedó abandonado y en seco, como un “madrejón” grande, fragmento del “Valle del Toba”. El descenso del graben transformó también el diseño paralelo de drenaje del Valle Extenso en un diseño centrípeto con arterias fluviales que convergen hacia la salida del río Tunuyán del graben en la Estacada.

Las características sedimentológicas de la formación El Ttotal indican que el graben jamás fue un bolsón cerrado. Al contrario, todo indica que el río Tunuyán era suficientemente caudaloso y veloz como para mantener con facilidad su curso primitivo a través del umbral de rocas terciarias entre la boca de Estacada y su salida a la depresión de Mendoza en los alrededores del dique Medrano. Este sector del río Tunuyán es, pues, típicamente antecedente. El ancho del valle antecedente a su salida del graben es respetable (más de 1000 m) y puede estimarse como prueba de la antecendencia. Hidrogeológicamente se comporta con su surgencia como el graben mismo.

No puedo terminar este párrafo sin destacar la enorme importancia económico-social de la formación del graben, que determinó una de las cuencas cerradas hidrogeológicas mejor definidas del país. La salida permite un control y aprovechamiento razonable de la riqueza de aguas subterráneas. Los problemas hidrogeológicos relacionados con el graben se hallan a estudio, a cargo de colega N. Porro, de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Edad. — Las fallas del graben afectan la formación La Invernada, en la cual el graben está encajonado en toda la zona estudiada. Pero el graben es también posterior a la deposición de la Asociación Piroclástica Pumícea, cuyos productos de degradación aparecen en el fondo del graben como elastos redepositados. No es posible establecer edad más exacta por la escasez de profundidad de los sondeos y también por la inexactitud de las descripciones de muestras de las perforaciones, pero se puede suponer que el descenso comenzó coetáneamente con la cesación de las explosiones de nubes ardientes de la Asociación Piroclástica Pumícea.

Por el momento sólo sería posible ubicar “grosso modo” la formación del graben en la últimas fases del Pleistoceno medio y los principios del superior.

Consecuencias geomorfológicas.— El descenso del fondo del graben rebajó el nivel de base local y en consecuencia, acentuó y vigorizó de nuevo, el tercer ciclo fluvial en sus dos flancos, el cordillerano y el huayqueriano.

Este rejuvenecimiento fue más efectivo en el flanco cordillerano a causa de su perenne y caudalosa red de drenaje. Aparece en todos los sectores en forma de valle joven en V encajonado en los niveles y hombreras debidas al segundo ciclo. El valle en el valle es ahí patente (véase Polanski 1962, fig. 2).

El monto total de la profundización de los valles andinos durante las dos etapas conjugadas del movimiento final se aprecia en unos 200 m, término medio, siendo mayor su alcance en los ríos grandes y casi nulos en los arroyos secos de la cordillera.

En el graben el desarrollo es opuesto, allí domina la acumulación y el rellenamiento del bajo por los sedimentos correlativos de las formaciones El Totoral y Las Tunas.

En la zona huayqueriana, la red de drenaje era y es intermitente; el agua de las lluvias torrenciales baja como creciente, cargada con detritos, los que frenan la erosión linear y el desarrollo cíclico. Además el ascenso concomitante de la estructura de las Huayquerías de San Carlos parece ser débil en comparación con el ascenso fuerte en la Cordillera. En tales condiciones el tercer ciclo fluvial alcanzó a disectar en forma moderada al segundo nivel. El monto total de la profundización de los valles secos durante el tercer ciclo fluvial no supera en ningún lugar los 60 a 80 metros.

Fase volcánica.— Con la tercera etapa el movimiento neotectónico se liga un pronunciado volcanismo que afecta preferentemente las crestas de las bóvedas anticlinales y sus alas.

Comienza el volcanismo con la Asociación Piroclástica Pumícea. Con posterioridad las fallas alcanzaron a penetrar la zona de discontinuidad de Mohorovicic y tocan el manto básico. El volcanismo correlativo al movimiento final corresponde a la muestra Asociación Volcánica Neopleistocena, que prácticamente perdura hasta la fecha. Esta última circunstancia demuestra junto con la pronunciada sismicidad del área cordillerana y pedemontana, que el movimiento prosigue hasta la fecha.

Génesis.— Los datos analíticos aportados permiten intentar una interpretación genética de la etapa final del movimiento. La etapa

precedente, que encaminó un plegamiento diferencial neotectónico de gran radio de curvatura, no alcanzó a establecer un definitivo equilibrio isostático entre las distintas estructuras parciales. El movimiento continúa en la forma esbozada con anterioridad por la etapa póstuma.

Ambas bóvedas anticlinales, la cordillerana y la huayqueriana, ascienden, mientras que la faja intermedia sigue pasiva o quizás descendiende como sinclinal de gran radio.

Este movimiento acentúa otra vez el desequilibrio isostático que termina con la fracturación tensional en las charnelas bóvedas y también en la bisagras del movimiento a ambos costados de la comba sinclinal, donde el fallamiento gravitacional causa un relajamiento del desplazamiento. Las fallas directas van produciendo un paulatino descenso del bloque intermedio, que ahora forma el piso del Graben de Tunuyán.

ASPECTO GENERAL DEL MOVIMIENTO

Introducción. — Hasta casi fines del siglo XIX dominaba en nuestra disciplina la plena convicción de que el ciclo orogénico alpino terminó definitivamente en el Terciario, y consecuentemente los acontecimientos tectónicos posteriores de edad pleistocena fueron considerados como desplazamientos de bloques de fallamiento, es decir, nada más que un ajuste isostático del movimiento agonizante. Algunos fenómenos tectónicos se explicaban también con el eustatismo. La negación de la orogenia pleistocena, según Bourcart (1955), se debía a "motivos ideológicos", que radican en la enorme autoridad de Suess, Deperret, Lamothe y otros.

Sólo en la tercera década del siglo XX se produjo una reacción, iniciada por Argand (1916), quien a la vieja tectónica de calma antepuso la "tectónica de movimiento" o sea la tectónica viviente y también por Ramsey (1924) que en Finlandia introdujo, el principio del control múltiple del movimiento neotectónico, o sea el control stratigráfico, geofísico, volcánico y geomorfológico. Argand, Walter Penck, Stille, Umgrove, Haarmann, Gruban, Hess, de Sitter, Guttenberg, Benioff, Obrutchev y Belousov, marcan con sus aportes y conceptos el progreso de la doctrina que, a partir de 1948, comienza a definirse bajo el término "Tectónica viviente" o "Neotectónica". Y más adelante Wegmann, Bourart, Castany, Glangcaud, Lafitte, Trevisán, Ko-

bayashi y otros, han aportado mucho material concreto para el fortalecimiento de la neotectónica.

Un simposio internacional sobre la "Tectonique vivante" fue publicado en "Geologische Rundschau" del año 1955, Junio, Bd. 41, y traducido al ruso en 1957. La neotectónica en el actual estado de su rápido desarrollo, considera necesario propagar la idea de la continuación del plegamiento o quizás, mejor dicho, del movimiento de la corteza terrestre hasta el presente. Estas ideas son nuevas y poco conocidas entre nosotros, a pesar de que, justamente en nuestro país, actuó uno de los propagadores más grandes del plegamiento pleistoceno, Walter Peñck, con sus ideas de Grossfalte (broad folding) en la Puna.

El que esto escribe publicó hace poco (1962) un artículo aplicando algunos conceptos neotectónicos en el análisis geomorfológico del borde oriental de la Cordillera Frontal de Mendoza.

Duración y discontinuidad del movimiento. — El movimiento neotectónico perdura en nuestra zona desde los principios del Plioceno hasta la fecha, o sea unos 10 millones de años.

Según los datos aportados, el movimiento en consideración no es continuo sino que se resuelve en una cadena de pulsos o etapas del movimiento y etapas intercaladas de calma tectónica. Esta particularidad coincide con la opinión de Wegmann (1955) que interpreta algunos movimientos neotectónicos como una serie de "empujes súbitos" que señalan una discontinuidad o la intermitencia en la formación de estructuras. En la misma forma define el movimiento neotectónico Belousov como un movimiento oscilatorio.

En Mendoza, la intermitencia del movimiento está documentada por la geomorfología, por la sedimentación correlativa, el volcanismo y los ciclos de erosión que escoltan cada ascenso.

Carácter de las deformaciones neotectónicas en la zona. — En varios años dedicados al relevamiento de la Alta Cordillera de Mendoza, he podido reunir un caudal de observaciones que me permitieron lanzar a la discusión el concepto sobre el joven arqueamiento anticlinal de gran radio de curvatura en la Cordillera Frontal de Mendoza (Polanski, 1962). Ahora, al disponer de más observaciones, debo ampliar este concepto definiéndolo como un movimiento neotectónico complejo con pliegues braquianticlinales y bóvedas y arqueamientos de gran radio de curvatura, que se desenvuelven en etapas progresivas, des-

plazándose lateralmente desde la Cordillera hacia el naciente. Hemos podido, como pienso averiguar, que desde el principio se mantiene la tendencia al arqueamiento que, sin lugar a dudas, es más significativo para la neotectónica y que es debido a las presiones laterales. Pero la rigidez de la vieja estructura, tanto en la superficie como también bajo la cubierta detrítica terciaria, obstaculiza el desarrollo normal del plegamiento fuerte que suele ocurrir en los geosinclinales. A consecuencia de esto las presiones acumuladas tratan de descargarse en siempre nuevas y más fáciles formas de la deformación.

Así, en la etapa inicial del movimiento neotectónico, asciende la comba anticlinal de la Cordillera solamente. Luego durante la subsiguiente etapa principal, el movimiento persiste con mayor vigor incorporando al proceso de la deformación el piedemonte, formando corrimientos y el plegamiento del Braquianticlinorio de los Huarpes. En la tercera etapa o, póstuma al movimiento se expone con dos combas anticlinales de gran radio de curvatura, separadas por un bajo braquisinclinal. Este movimiento se prolonga hasta la última etapa, que encuentra una nueva solución para compensar el desequilibrio creado por presiones laterales y por ascensos de ambas combas anticlinales. La solución se ha efectuado por el hundimiento del Graben de Tunuyán, y fracturaciones del cierre norte. De esta manera se ha establecido definitivamente las tres porciones del antiguo Braquianticlinorio de los Huarpes que son: la Estructura de Tupungato, la Estructura de Lunlunta-Barrancas y la Estructura de San Carlos.

Estas deformaciones van acompañadas por fracturaciones en las charnelas y por la fase volcánica consecuente al movimiento.

De lo considerado se deduce que el movimiento neotectónico procura restablecer el equilibrio isostático aplicando todas las posibles formas de la deformación, a saber: plegamiento, corrimiento, arqueamiento braquianticlinal, fallamiento y el desplazamiento de bloques. Sin embargo se nota que ninguna de las tentativas alcanzó a restablecer en la zona del estudio el buscado equilibrio isostático. Esta conclusión admite dos posibles alternativas de la interpretación: la primera se basaría en la teoría de la continuidad de tensiones en la corteza terrestre. Según la conocida expresión de Cloos (1928), "las fuerzas serían crónicas, continuas, mientras que las deformaciones se manifiestan esporádicamente como actos singulares". Este punto de vista coincidiría perfectamente con lo observado en nuestra zona de-

finida por un movimiento eminentemente intermitente, o sea esporádico.

Pero, a pesar de todo, esta alternativa no me parece ser exhaustiva y persuasiva, ya que se conocen ejemplos de que un sólo movimiento ha restablecido un equilibrio isostático relativamente duradero y calma tectónica (p. e. Jura). Por lo visto, aquí participan en las deformaciones fuerzas mayores que impiden el rápido pase a la calma definitiva. Entre las de mayor importancia debe considerarse la ya varias veces subrayada rigidez de las grandes y viejas estructuras variscas, expuestas a las presiones laterales e implicada en el movimiento neotectónico ascendente. Pienso que estas circunstancias predestinan y definen el desarrollo estructural neotectónico. Aplicando el concepto de Fossa Mancini (1937), diremos que el sostén rígido en condiciones de la supraestructura frena el proceso de la descarga de presiones laterales por el acortamiento en modo más simple o sea por el plegamiento de pequeño radio de curvatura y formas parecidas. Pero el desplazamiento lateral de las masas corticales al ser trabadas, siempre encuentra alguna salida hacia arriba. El ascenso de las comas es un fenómeno casi subcontinuo en la zona cordillerana.

Aparte de lo antedicho sería necesario tener en cuenta la influencia del cercano fondo basáltico del Pacífico, como también de jóvenes fosas y asimismo, la movilización y migración de material ígneo básico en la infraestructura hacia el naciente, hacia el contrafuerte de la Brasilia, sin que ello signifique una adhesión a la idea exagerada por Kraus (1951) de influencia de las corrientes subcorticales en la conformación tectónica de la faz de la Tierra. A mi modo de ver, la migración lateral del magma es consecuencia de las presiones laterales y de la deformación concomitante, pero en ningún caso la causa del movimiento estructural y el flujo magmático como lo pretende Kraus. Más bien deberíamos andar con ideas no tan nuevas, concretadas por Benioff (1954), quien supone que una parte de la energía de la deformación puede transformarse en calor, que a su vez, en determinadas condiciones, conduce a la fusión parcial o completa de rocas, lo que facilita el desplazamiento del magma y eventualmente el volcanismo subsecuente a la deformación.

W Penck (1953), al insistir sobre la realidad del plegamiento en forma de arqueamiento de gran radio, tenía dificultades en la interpretación de las causas de tal movimiento, dejando la solución para el futuro. Conforme a lo expuesto, esta causa yace, en mi opinión.

en la rigidez de las estructuras viejas implicadas en el movimiento de plegamiento y arqueamiento neotectónico.

El plegamiento post-terciario ha sido observado en distintas áreas de la Tierra. Así, Bourcart (1954) describe plegamiento de edad pleistocena y actual de Marruecos y Argelia, Dalmacia y Albania y de varios lugares más. Glangeaud (1955) describe con detalles estructuras plegadas de edad pliopleistocena (pliegues anticlinales y sinclinales de dimensiones, flexurohorstes) que se han desarrollado también en etapas oscilatorias en Africa nororiental. Las deformaciones de gran radio de curvatura se notan en el Atlas y Riff durante el Pleistoceno. Este investigador menciona también pliegues jóvenes de pequeño radio de curvatura agregando que aquellas deformaciones son "mal definidas por la insuficiencia de datación cronológica de los sedimentos cuaternarios y asimismo mala exposición en razón de la anémica intensidad de estas deformaciones, cuyos radios de curvatura son pequeños". Por lo tanto dejaremos de lado esta clase de deformaciones que podríamos decir típicamente orogenéticas, a causa de su poca importancia en la neotectónica y asimismo por la insuficiencia en la exploración.

Completando las características del movimiento en nuestra zona, debemos recalcar que en Mendoza hay señales de la migración lateral del movimiento en forma análoga, pero no idéntica, a la que aplica Stille (1924) a los geosinclinales verdaderos. Este principio, adaptado para el movimiento neotectónico de "broad folding" de Penck (1953), origina el crecimiento de la estructura en amplitud (altura) y en la fase (para Penck la fase significa el ancho de la estructura) y en algunas etapas al crecimiento en longitud o sea migración en el rumbo. Esta regla de W. Penck se cumple bien en la zona estudiada, ya que, como hemos demostrado, la montaña asciende y empujando las masas corticales y la deformación hacia afuera, agrega a la Cordillera una nueva cadena, la de Braquianticlinorio de los Huarpes.

Como última consecuencia de tal razonamiento, deberíamos considerar el Braquianticlinorio de los Huarpes como una estructura marginal de la Cordillera de los Andes y pericratónica. Esta hipótesis extraña solamente por el posterior desgaste y desmembramiento tectónico de la estructura originaria. De haberse mantenido el Braquianticlinorio de los Huarpes intacto y preservado en su forma primitiva, originada durante la fase principal del movimiento tectónico, hubiéramos podido poseer una estructura y una montaña casi igual

y de la misma edad que las Sierras Subandinas en el norte, que se estiman como una parte integral de la Cordillera de los Andes. Por lo tanto, no poseo mayores escrúpulos equiparando la zona pedemontana de Mendoza con su Braquianticlinorio de los Huarpes con las Sierras Subandinas. Del punto de vista estructural no se nota ninguna diferencia esencial en el estilo tectónico de ambas estructuras marginales cisandinas, que son coetáneas. La única diferencia marcada entre las Sierras Subandinas y la cadena de los Huarpes, se reduce a disparidades puramente geomorfológicas.

Tamaño de las estructuras de abovedamiento.— Respecto a las dimensiones de las estructuras arqueadas se observa en la bibliografía la tendencia de algunos investigadores a establecer una división según el tamaño y complejidad, diríamos abovedamientos de primer y de segundo orden.

Parece que ha sido W. Penck el primer autor que consideró la estructura final de los Alpes como un gigantesco "broad fold" tanto en su perfil transversal como en el longitudinal (1953, p. e. 231-232). Este arqueamiento de primer orden puede tener complicaciones internas y constar de estructuras menores, entre ellas también de combas de gran radio de curvatura de segundo orden y movimientos de bloques fallados. Parecidas formas de arqueamiento de primer orden se atribuyen a los Pirineos (De Sitter, 1956), al Cáucaso, Tienshan, etc. La idea de bóvedas extensas ha sido aplicado en la Argentina también por Stappenbeck (1910, p. 157-158): "Es sumamente notable que en los lugares donde hubo un fuerte plegamiento durante la época primaria, no se produjo un verdadero plegamiento en la última fase-moderna, sino que los inmensos trozos de las antiguas sierras niveladas (Rumpfgebirge), fueron impelidos hacia arriba bajo forma de bóvedas muy extensas, pero relativamente bajas. Estas bóvedas son la Sierra de Uspallata, el Pie de Palo y la Sierra de la Huerta.

"El extenso escudo de Pie de Palo está todavía muy bien conservado, aunque cortado por numerosas quebradas muy estrechas, con paredes escarpadas y saltos muy altos, que dan un aspecto laberintiforme."

Respecto a nuestra zona de estudio, similares complicaciones existen sin ninguna duda en la gran comba de la Cordillera Frontal, pero por ahora escasea todavía material concreto para poder opinar sobre la cuestión. Se vislumbra solamente la necesidad de segregar un arqueamiento complejo de primer orden y un arqueamiento simple de

segundo orden. En la zona del presente estudio la comba de la Cordillera Frontal y Principal sería compleja y de primer orden, mientras que la comba simple de la estructura de San Carlos, arqueada en la fase póstuma, sería de segundo orden.

Superposición de estructuras. — Wegmann y Glaugeaud han demostrado la necesidad de una superposición de estructuras como fenómeno muy significativo para la neotectónica (para más detalles, Geol. Rundschau, 1955). Esta superposición se hace presente en forma de pisos estructurales, cada uno de los cuales puede acusar diferencias en la forma y magnitud de la deformación. En la zona estudiada tenemos tales superposiciones estructurales bien definidas en la cordillera, donde el arqueamiento y el fallamiento neotectónico se superpone sobre la estructura vieja de edad variscica. El fenómeno de la superposición resalta aún mejor en el Braquianticlinal de los Huarpes, donde se pueden observar hasta quizás tres pisos estructurales en superposición, es decir, el piso inferior, constituido por estructura variscica, el piso intermedio, por el plegamiento braquianticlinal del final del Plioceno, y el tercero, un nuevo y leve abovedamiento del sector San Carlos-Bloque de San Rafael y fallamiento en la estructura de Tupungato y Lunlunta-Barrancas.

Consideraciones cuantitativas respecto al ascenso neotectónico de la cordillera.

El cálculo mediante el cual se pretende fijar el monto exacto de la elevación de una montaña durante la prolongada época del movimiento neotectónico no es una tarea fácil. En nuestro caso concreto, la insuficiencia de datos exactos sobre la profundización de los valles andinos durante este movimiento es patente a raíz de la ausencia o suma escasez de elementos de juicio estratigráficos y geomorfológicos en nuestra montaña. Sin embargo, no se puede afirmar que esta insuficiencia sea definitiva. Es muy probable que un relevamiento geomorfológico del sector transversal del río Tunuyán pudiera arrojar algunos datos cuantitativos de valor decisivo.

La primera tentativa de valuar el ascenso postorogénico total de la cordillera se basaría en argumentos paleontológicos. Armando (1940) encontró en la formación Butaló, en la Depresión Intermontana del Alto Tunuyán, troncos atribuibles quizás a *Araucarites*.

El que escribe ha coleccionado en el lugar indicado, a los 3.580 metros de altura aproximadamente, grandes troncos de árboles silici-

ficados de edad miocena, que, según determinación previa de cortes delgados efectuada por Menéndez C. (com. verbal), pertenecen sin ninguna duda a *Dicotilenodontia*, que indican un clima templado y bastante húmedo y poca altura sobre el nivel del mar.

Parecidos árboles crecen en la actualidad en el valle de Tunuyán, a alturas no mayores de 1.400 a 1.500 m, así que el ascenso total y máximo de la cordillera podría estipularse, con reservas, en 2.000 metros. La flora miocena del sistema Corocoro, en Bolivia, indica, según Ahlfeld (1946), un solevantamiento total del Altiplano de Bolivia con igual valor cuantitativo, es decir, 2.000 metros.

Estas cifras, aunque sean solamente aproximadas, permiten una deducción patente de que el monto del ascenso por cuenta del movimiento neotectónico sólo debería ser inferior a 2.000 metros.

Buscando otro método adecuado para nuestros fines, encontré plausible aprovechar la siguiente regla de W. Penck (1953, p. 295): "The general growth in height is indicated not by the increase in amplitude of the individual chain, but just as in the Andine system by the dissection of the longitudinal depression which have become elevated to great height". Tal situación, propicia para la solución, se ofrece en el valle longitudinal del Alto Tunuyán (Polanski, 1957). La altura del techo del relleno aluvial de edad terciaria de la Depresión Intermontana, se tasa en Palomares en 4.000 a 4.200 m, y el fondo del río Tunuyán, en la boca del arroyo Palomares en aquel río, se halla a 2.800 metros. Por estos datos llegamos a la cifra de 1.200 a 1.400 m, que precisa el monto de la disección total del relleno Terciario por cuenta del ascenso neotectónico de la montaña. Al calcular el monto de ascenso neotectónico total, no mayor de 1.400 m en nuestra cordillera alta de Mendoza, coincidimos también con los cálculos respectivos hechos por Berry y Ahlfeld (1946) para el altiplano de Bolivia, que, según datos florísticos, estiman el ascenso postplioceno en 800 a 1.600 metros.

Sea como fuere, todas las consideraciones cuantitativas del movimiento neotectónico arrojan una cifra moderada de aproximadamente 1.300 a 1.400 m, que fija el valor máximo del solevantamiento de la Alta Cordillera de Mendoza debido a la neotectónica.

El ascenso, por supuesto, ha sido considerable, pero no tan exagerado como lo pretenden ver algunos autores.

Neotectónica, oro y epirogénesis. — Al tocar este punto estamos en la misma situación de ambigüedad en que se halla cualquier natura-

lista al pretender establecer límites fijos y cortantes en la sistemática de los fenómenos naturales, que realmente en la mayoría de los casos son de transición y de evolución. Esto pesa con mayor razón en la tectónica que partiendo del principio de la compensación del desequilibrio isostático, acepta en distintas condiciones diversas formas de la deformación por plegamiento, ascenso, corrimiento, etc. En la mayoría de los casos estos aspectos de la deformación marchan a la par en un solo acto diastrófico, como, por ejemplo, el plegamiento y el fallamiento congénito. La aludida circunstancia me ha obligado a definir la neotectónica como un movimiento esencialmente epirogénico (Polanski, 1962).

Sin embargo, la marcha del desarrollo de la doctrina neotectónica en el actual momento permite la firme asersión de que el Pleistoceno es también un período orogénico "sui generis", que expone toda clase de deformaciones, pero sin que esto signifique aceptar aquellas sugerencias que pretenden clasificar el diastrofismo y el plegamiento actual como de gran envergadura, que casi superaran al variscico.

Existe ya una amplia bibliografía que demuestra discrepancias en la interpretación de los términos "orogénesis", "epirogénesis" y "neotectónica" o "tectónica viviente". Kraus (1960) ha dado un breve resumen sobre la definición y sustancia del término "orogeno".

Pannekoek (1960), por su parte, analiza con mucho criterio la historia postorogénica de las cadenas montañosas; según este autor, el término "orogénesis" debería mantenerse a pesar de su ambigüedad para los plegamientos y no es necesario reemplazarlo por "tectogénesis"; por otra parte, la historia ulterior de un orógeno se define como movimientos postorogénicos. Para Pannekoek estos últimos son preferentemente epirogénicos y se exponen como "elevaciones postorogénicas que originan el modelamiento geomorfológico de la estructura ascendida, o sea la montaña. Esta circunstancias permite usar para la segunda frase diastrófica el término "morfogénesis". Pannekoek (p. 260) estima que estos movimientos morfogenéticos se manifiestan en forma de elevaciones, cuyos perfiles transversales revelan más bien la forma de un domo, mientras que las formas "parecidas a los bloques" son menos significantes. Este juicio se ratifica en nuestra zona.

Entre la fase orogénica (tectogénica) y la morfogenética puede intercalarse un prolongado lapso de tiempo, como ocurre en los Pirineos, donde la fase tectogenética es de edad cocena y el solevanta-

miento morfogénico siguió después del transcurso de unos 30 millones de años, a fines del Plioceno.

De Sitter (1960) estima también que el desarrollo cíclico de un orógeno se realiza en distintas fases, de las cuales la primera es la tectogénica, o sea de movimientos plicativos. En la segunda fase es posible algún replegamiento en que se pueden discriminar movimientos verticales diferenciales, con fase de fallamiento, debido a los "stresses" tensionales. "This tensional stress field is often decidedly latter, than any folding, but always earlier than the morfogenetic uplift", que representa la tercera fase del desarrollo de un orógeno.

La discusión podría aún persistir si los movimientos que actualmente se estiman como neotectónicos deben considerarse como autónomos entre los orogénicos y los epirogénicos, ¿o no?

Por mi parte creo que el estado actual de nuestros conocimientos permite considerar el movimiento neotectónico como una fase autónoma y bien definida del desarrollo de algunos orógenos. Los elementos de juicio distintivos de la fase neotectónica se concretan así:

1. La neotectónica implica movimientos de estructuras geológicas de distinta edad y de distinto grado de consolidación.
2. El movimiento neotectónico revela varios estilos de deformación, pero el plegamiento de pequeño radio de curvatura es subordinado y de menor envergadura que los arqueamientos de gran radio de curvatura y movimientos de bloques y elevación general a mayores alturas, lo que conduce a la creación de relieves de montañas como tales.
3. Los plegamientos neotectónicos afectan solamente cuencas marginales de sedimentación, produciendo estructuras plegadas, preferentemente de tipo braquianticlinal, que se agregan e incorporan a la montaña que crece en la fase.
4. Los movimientos neotectónicos en nuestra zona se deben a presiones laterales acompañadas por movimiento del magma en la infraestructura y volcanismo concomitante preferentemente mesosilíceo y básico.

Este concepto permite también trazar la diferencia que se manifiesta entre las grandes elevaciones neotectónicas en forma de arqueamientos de gran radio de curvatura y las contrastantes deformaciones de tipo epirogénico que se consideran como áreas del ascenso continental ("continental uplift", de W. Penck).

Este razonamiento me lleva a poner a consideración el siguiente concepto referente al ciclo tectónico de la Cordillera Frontal de Mendoza, que se manifiesta en tres etapas principales de la evolución de un orógeno.

La primera etapa sería *orogénica* (= *tectogénesis*). Ella define la estructura de plegamiento y emplaza plutones y vulcanitas ácidas. La segunda, o *neotectónica* (*morfogénesis*) no cambia esencialmente la estructura anterior, sino que agrega a ella nueva cadena de la cuenca marginal, elevando la zona a mayor altura y constituyendo el relieve montañoso. La degradación posterior de la montaña convertirá el antiguo orógeno en una estructura peneplanizada, que a su vez, en la tercera etapa, puede deformarse gracias a los movimientos epirogénicos (epirogénesis), que se exponen en forma de transgresiones y regresiones del mar epicontinental como también en forma de anticlisis y sineclisis que son bóvedas y combas muy chatas, de dimensiones continentales.

Esto no sería sino una formulación del posible desarrollo morfotectónico o la historia de una estructura desde su nacimiento hasta la senilidad estructural, lo que ocurre raramente en la naturaleza sin complicaciones, lo mismo que ocurre solamente de vez en cuando en el desarrollo del ciclo geográfico de Davis. Al aceptar la idea de tal tendencia evolutiva no podemos de ninguna manera caer en un error principal del pensamiento geológico, que congela la tectónica a un plan solo, rígido, que debería imperar en el espacio y tiempo. Insisto, junto con los geólogos del simposio de 1955, en que tal plan rígido no existe, ya que no pueden existir siempre iguales condiciones de la deformación diastrófica. Por lo tanto, el desarrollo neotectónico reconocido en determinada zona, no puede generalizarse como modelo o regla general para el planeta entero. La generalización será posible quizás en el futuro, como fruto de la abstracción de las numerosas particularidades locales.

Lamentablemente, todavía no estamos a esta altura, pero nos acerca a este momento por la inspiración de Argand, que intentó dar nueva vida a la tectónica, contraponiendo la tectónica en movimiento a la tectónica de quietud y calma.

Uniformitarianismo y neotectónica. — La neotectónica, o sea la tectónica actual o viviente, sin ningún lugar a dudas recién ahora pone su mano investigadora sobre el actual pulso tectónico del planeta. En comparación con el enorme adelanto del reconocimiento de

los procesos exógenos actuales, la investigación de los procesos diastróficos actuales se ha atrasado, quizás por las grandes dificultades que ofrece el control múltiple del movimiento neotectónico.

Con ello llegamos a la conclusión de que, a pesar del hecho indudable de que la tectónica viviente se halla todavía alejada de su formación definitiva, ella ya ahora ha arrojado un caudal de conocimientos imprescindibles para el mejor conocimiento del pasado tectónico, y con esto hace más eficiente y más completo nuestro pensamiento y razonamiento basado en los principios del uniformitarianismo.

C. GEOMORFOLOGIA

Introducción. — La clasificación geomorfológica aquí propuesta puede extrañar a quienes se han acostumbrado a seguir las antiguas divisiones geomorfológicas, denominadas también regiones naturales, que se originan en trabajos de Moussy, Delachaux, Kühn y otros. En las obras de Frenguelli (1946) y de Feruglio (1946) encontramos la más moderna expresión de esta corriente en la investigación; este último autor se restringe a las descripciones puramente orográficas. Dominan, con pocas excepciones, en la geomorfología de esta época y en descripciones del paisaje los principios ya registrados y estáticos. Las grandes unidades geomorfológicas discriminadas por esta corriente son demasiado complejas, y abarcan elementos genéticamente muy diferentes, lo que estorba y por fin imposibilita una definición exacta de varias unidades geomórficas, estancando la investigación en punto muerto.

Valorizando con todo respeto las grandes obras, y, sin lugar a dudas, útiles de nuestros geomorfólogos y geógrafos de la vieja escuela, siento verme obligado a abandonar las ya inválidas bases de la regionalización geomorfológica y encaminar una geomorfología explicativa, íntimamente acoplada con la geología, geomorfología viva y en evolución. Ruego al lector tener en cuenta que este ensayo es una tentativa de ver el paisaje desde otro punto de vista, y que, como tal, necesitará con toda seguridad, muchas rectificaciones.

Es bastante dificultoso, pero indispensable, elegir un principio de clasificación y regionalización geomorfológica de una área de relieve diverso y de distintas edades. El concepto de "regiones morfogenéticas" de Peltier, difundido por obra de Thornbury (1960), no parece ser aplicable para la clasificación de nuestros paisajes.

Esta subdivisión se basa en elementos de juicio casi exclusivamente

climáticos que determinan los procesos geomórficos. En nuestra área impera un solo tipo de clima: el árido, pero el relieve resultante es tan heterogéneo, que precisa, para la exacta definición del paisaje, una base más amplia.

En concreto, no se puede prescindir, en nuestro caso, del factor estructural y geológico en general. Me parecería más adecuado distinguir unidades simples, como las propuestas por von Engel y llamadas "unidades geomórficas". Se comprende bajo esta unidad un juego de formas debidas a una sola estructura uniforme y a un solo proceso exógeno, definido o prevalente, que esculpe el relieve. Además, el análisis de unidades geomórficas debe, a mi juicio, prestar mucha atención al desarrollo histórico del relieve. Entre las unidades aquí tratadas hay algunas nuevas o poco conocidas en otros países.

Las unidades que se proponen en este trabajo son comparables con esenciales unidades estratigráficas, esto es, con las formaciones.

Algunos geomorfólogos (Lebedev, 1961) aconsejan comenzar la regionalización con unidades más grandes y luego pasar a unidades de menor categoría taxonómica. Esta tendencia puede ser útil en países que ya tienen realizadas muchas investigaciones modernas y disponen de relevamientos geomorfológicos. En nuestro caso, las divisiones antiguas, que sólo discriminaban grandes unidades naturales, no estaban en condiciones de hacer algunas subdivisiones; la investigación se ha estancado, congelándose en conceptos vencidos. Esta circunstancia me impulsa a tomar el camino opuesto, inductivo, o sea discriminar unidades geomórficas simples, pero bien definibles, y sólo después tentar de agruparlas en unidades taxónicas mayores.

No puedo sobrepasar algunas dificultades en la realización de este propósito, que estriban, en primer lugar, en las condiciones climáticas. Aplicando a la descripción explicativa principios de la escuela davisiana, chocamos en Mendoza con una realidad verdaderamente extraña. No existen absolutamente divergencias en la determinación del régimen climático que rige en la amplia zona pedemontana: es típicamente árido. No obstante, no hemos podido trabajar con éxito utilizando criterios de ciclo árido únicamente. La zona árida en estudio tiene una intensa red de drenaje alóctono y perenne que nace en la alta cordillera. A lo largo de sus ríos no encontramos otras formas del relieve que las debidas al ciclo fluvial. Al alejarnos de los cauces observamos en las divisorias formas del relieve típicamente relacionadas con el ciclo árido. Estamos, pues, frente a una interposición de

dos ciclos geográficos, casi opuestos, pero conjugados, en una zona bajo régimen de clima árido, uniforme y dominante.

La otra dificultad radica en un fenómeno conocido en otros países y que podríamos denominar superposición de distintas unidades geomórficas. Así, por ejemplo, el Valle Extenso del Campo del Bajo es una unidad geomórfica bien determinable, pero su mayor parcela se halla sepultada bajo la cubierta piroclástica, que le impone los rasgos típicos de una planicie de acumulación eólica. Otro ejemplo parecido: la superposición del Primer Nivel sobre los pedimentos, que raras veces afloran sin la cubierta detrítica. Creo necesario y útil mantener en la regionalización propuesta estas unidades parcialmente sepultadas por un distinto relieve, ya que la omisión dejaría una laguna en la cadena histórica del desarrollo del paisaje.

1. *Meseta del Guadal*

Ubicación y dimensiones. — Una vasta área del relieve mesetiforme se extiende en la zona pedemontana distal en forma de una franja alargada, paralela a la cordillera y separada de esta última por un bajo geomorfológico integrado por el Valle Extenso y el Graben de Tunuyán, una depresión longitudinal del relieve o sea el “Campo del Bajo” de los antiguos pobladores de la zona. La meseta ocupa una divisoria, chata y extensa, ascendida y alta, respecto a su ambiente deprimido; ella separa dos bajos longitudinales: la depresión del Campo del Bajo por el oeste, y una enorme depresión conocida bajo la denominación de La Travesía, por el naciente.

Los rigurosos límites longitudinales de la meseta constituyen acantilados abruptos, llamados “bardas”. Se presentan como paredones inaccesibles, levemente escalonados por el microterrazamiento estructural.

En estas bardas se forman innumerables empinados embudos colectores de las cabeceras de los arroyos secos, que bajan al río Tunuyán y a La Travesía, cruzando de paso el relieve de las huayquerías que circundan la meseta en forma discontinua, constituyendo su collar.

Al estudiar las bardas, notamos relativamente pequeñas diferencias entre el modelamiento de la barda oriental y la occidental. La última es quizás de menor altura (80 a 90 m) y cae a la huayquería escalonada de San Carlos. La oriental llega a medir hasta 170 m y cae a una planicie inclinada hacia La Travesía y apenas disectada, que puede considerarse como una huayquería incipiente. Frenguelli

(1930) cree posible interpretar la barda oriental como un plano de falla, llamándola erróneamente, o quizás por confusión, "cuesta". La falla originó, según este autor, un considerable rechazo del bloque hundido de La Travesía.

Mucho me cuesta aceptar tal suposición, que choca contra una muralla de incompatibilidades. En primer término, no convence una hipótesis para la cual la pared oriental sería de origen tectónico, mientras que la idéntica en el flanco occidental debiera ser fruto de la degradación. En segundo término, la falla de tan grande rechazo apenas pudiera ser tan corta y morir de golpe en el sur y el norte. Elocuente es también el hecho de que la pared sea más corta que la meseta misma. Los levantamientos estructurales detallados de los geólogos de Y.P.F. no revelan tampoco la existencia de tal falla impresionante en el lugar indicado por Frenguelli, mientras que registran muchas otras fallas transversales y longitudinales. Sin embargo, hay que recalcar que este fallamiento de la estructura es de mucha mayor edad que el relieve.

Aceptando como admisible el rechazo estimado por Frenguelli en 220 m, deberíamos encontrar en la base de la pared en la superficie del bloque hundido, por lo menos algunos remanentes de la formación Bajada Grande, que corona la pared y la meseta. Pero tal formación no aflora abajo, sino otras de mayor edad. Por lo tanto, se impone la suposición de un origen degradacional de la barda oriental.

Tal suposición está fortalecida por la presencia de montes islotes, alejados unos 4 km de la barda. Estos islotes son testigos del relieve anterior y asimismo pruebas de un ciclo de degradación que actuaba en el modelamiento de los acantilados.

Las observaciones expuestas me autorizan a definir las bardas y los paredones abruptos como un *escarpa de meteorización* de la meseta alta elaborada en condiciones del clima árido (weathering escarpment, según von Engel, 1948). En la terminología de la escuela penckiana, la escarpa pudiera equipararse con la pendiente de gravedad (Steilwand) resultante pura y exclusivamente de los procesos exógenos de meteorización y del retroceso de la pendiente en zonas áridas.

Los límites norte y sur de la Meseta del Guadal, que son mucho menos destacados a causa del mayor desgaste de la meseta, se tratarán más adelante. Los márgenes más exteriores, según creo, están constituidos por dos franjas de antiguos rodados fluviales, transversales a

la estructura, que a gran altura relativa jalonan el curso primitivo del arroyo seco de las Peñas en el sur y quizás del primitivo curso de edad paleo-eopleistocena del río Tunuyán en el norte. Este último estaría marcado por afloramiento de rodados fluviales y bloques que se ubican aproximadamente entre el campo Pampa Muerto, entre el pozo A (Atamisqui) de Y.P.F. y el pozo del Quemado. (Véase bosquejo n° III).

La superficie total de la Meseta del Guadal abarca alrededor de 1200 km², siendo su extensión longitudinal máxima de 60 km y su ancho de 20 a 25 km término medio.

Estructura. — La unidad mesetiforme en consideración refleja en forma ostensible la importancia del factor estructural en la elaboración y configuración del relieve, mientras que el factor puramente geográfico, o sea los procesos externos actuantes deben interpretarse más bien como un factor complementario y cooperante en el retoque final del relieve estructural. En todo caso, el factor geográfico solo no es determinante, como ocurre en otras unidades geomórficas aquí tratadas.

La meseta se presenta como una planicie subhorizontal de destrucción subaérea y cortada en el braquianticlinorio de las Huayquerías.

Mirando la disposición de las formaciones que constituyen la meseta, comprobamos un hecho muy importante: ha sido elaborada en las formaciones Bajada Grande (Mogotes) y Represa, que coronan las formaciones arcilloso-arenosas más antiguas de edad pliocena. La Bajada Grande y Represa, según Dessanti (1946), tiene intercalaciones de bancos de grava y de conglomerados. Durante el proceso de desgaste en condiciones de clima árido, ellos forman pavimentos residuales que pueden desempeñar el mismo papel conservador del relieve mesetiforme, como aparecen en forma más ostensible las coladas basálticas en nuestras mesetas patagónicas. La formación Baja Grande pierde espesores hacia el sur y desaparece en el sector de grandes ramblones.

En el sur, en los alrededores del volcán cerro Huayquería, la planicie mesetiforme se eleva y supera la curva nivel de 1400 m, mientras que en el norte desciende algo por debajo de 1300 m. La inclinación total hacia el norte es sumamente insignificante (0,4 %) a pesar de estar conforme al buzamiento boreal de los ejes de los braquianticlinales. El borde oriental de la meseta se halla en promedio, unos 80 m más elevado que el occidental, pero a distancia de unos

20 km da una inclinación insignificante (0,5 %) hacia el poniente. De estos datos se desprende que la superficie se presenta en forma de una meseta subhorizontal con poca definida inclinación hacia el poniente.

Antecedentes. — Escasísimos son los antecedentes publicados, los que se restringen prácticamente a la designación del correcto término meseta para reemplazar los términos anteriores, como, p. e., “Sierra de Tunuyán” de Stappenbeck (1934). Las primeras noticias, muy escuetas, las debemos de De Carles (1912). Con posterioridad se ocupó del problema geomorfológico Frenguelli, quien dejó una somera pero interesante característica de la meseta. Feruglio (1946) no aporta ninguna novedad.

Relieve. — La meseta del Guadal carece por completo de red de drenaje, la que comienza a ostentarse recién en las paredes de la escarpa que circunda la meseta. El único agente de transporte y erosión en esta planicie ascendida endorreica es el eólico, el viento.

La mesta aparece como una planicie enteramente enarenada, un guadal casi continuo, cuyo relieve resulta sumamente bajo y suave. Las alturas relativas de puntos muy distantes no alcanzan los 20 m. La leve ondulación se debe a los lomos chatos y montículos de arena eólica, a los médanos aplastados, llamados por los moradores “bordes” (bordo El Algarroba, bordo Ovejero, etc.), que tampoco ostentan ninguna forma definida ni tampoco orientación alguna preferencial. Estos tristes medanales no son efectivamente más que restos y ruinas de antiguos médanos. Más aún, extensas parcelas de la meseta carecen de relieve por completo, apareciendo como llanuras arenosas que se denominan pampas, como por ej., Pampa del Boleadero, ubicada en el esquinero NE de la meseta.

Entre los bordes medanosos se sitúan cuencas cerradas de contornos irregulares o subcirculares, hoyos pandos sin desagüe llamados “ramblones”, resultantes exclusivamente de la deflación. Un ramblón en la meseta es una cuenca de deflación, cuyo fondo suele estar seco durante las prolongadas épocas de sequía. La penuria de agua en la meseta es asombrosa, tanto más que el agua potable no existe en ningún rincón del guadal. Solamente de vez en cuando, después de una corta y torrencial lluvia estival se forman en el fondo de los ramblones pequeñas lagunas y charcos temporarios, que atraen la escasa hacienda arisca castigada por la sed y carente de sombra.

La cubierta vegetal del fondo del ramblón (zampal, cortadera, viñería) denuncia la presencia de alguna humedad en el subsuelo a poca profundidad, es decir la existencia del Tunuyanense, más impermeable que la cubierta medanosa. Es digno de mencionar que los guadales alimentan asimismo una continua pero rala cubierta vegetal, constituida por gramíneas estépicas y arbustos enanos xerófilos, que inmovilizan el médano pastoso y fósil.

Algunas prominencias de médanos más recientes, se encuentran en los bordes de la meseta formando pequeños médanos vivos, productos de la deflación y del remodelamiento actual del guadal antiguo.

Génesis. — La arena sepulta el relieve preexistente, pero las observaciones del borde de los acantilados de la escarpa no revelan ningún relieve de importancia del substrato terciario, lo que junto con la falta de relieve en la superficie permite suponer que la arena cólica yace inmediatamente sobre la planicie elaborada en las formaciones de edad pliocena. Arena cólica sepulta una planicie de destrucción subaérea sin ningún relieve apreciable, o sea una superficie aparentemente senil, lo que incitó a Frenguelli (1930) a ver allí un "peneplain postaraucano". A pesar de toda su apariencia, no me parece aceptable considerar esta planicie como un educto final del desarrollo completo de un ciclo fluvial o árido que en profunda senilidad viene a terminar en peneplanicie davisiana.

No debemos olvidar que el plegamiento del final del Terciario se efectuó en condiciones subaéreas, y con mayor probabilidad en condiciones áridas. No debemos tampoco sobrepasar sin debida atención el hecho importante de que los restos legítimos de la planicie de destrucción no han revelado en ningún punto testigos de un relieve anterior y pruebas de un ascenso rápido de la estructura. Por fin, en el cuadro estratigráfico falta el tiempo necesario para el desarrollo completo de un ciclo geomórfico. Sobre la base de lo expuesto me permito imaginarme que el plegamiento suave de rocas friables en condiciones subaéreas fué acompañado por la degradación simultánea con el diastrofismo. El plegamiento y la agradación actuaron parejamente, originando una peneplanicie vieja desde su nacimiento, inventada ingeniosamente por Davis. En la terminología de W. Penck ella corresponde perfectamente al tronco inicial (Primärrumpf = primere peneplane).

Las características dadas del relieve parecen indicar la actuación del ciclo árido en la formación del plano y en tal caso se la podría definir quizás como un *plano de pedimentos*. (Howard, 1942).

Conviene ahora preguntar de dónde vino la arena que recubre esta planicie vieja desde el nacimiento. Bagnold (1954) y otros han probado fehacientemente que el viento no puede levantar la arena más de 2 a 3 m por encima de la superficie. La arena prefiere caminar rodando (surface creep) y saltando pero no en suspensión (Cooper W. S., 1958).

No existe, pues, ninguna posibilidad de que el viento levante la arena de abajo de la huayquería y venciendo el alto acantilado de la escarpa, la descargue sobre la meseta. La arena del guadal es indudablemente de origen local y un producto de desintegración y deflación de la formación Baja Grande. Los escasos restos del pavimento que asoma a veces en el borde de la meseta, corroboran tal suposición.

Las condiciones climáticas imperantes durante la formación de la criginaria cubierta arenosa no discrepaban esencialmente de las actuales. Creo no caer en error al suponer la inexistencia en ese tiempo de vientos de rumbo constante, que hubieran barrido la arena del elevado tablado de la meseta, echándola a los bajos circundantes. Todo parece indicar que durante la formación primitiva de médanos del guadal, soplaban vientos de distintos rumbos y en continua pugna con la vegetación, que jamás fue extirpada. Vientos de rumbo inestable y vegetación fueron factores decisivos en el modelamiento del guadal amorfo del nacimiento. Todos los cambios posteriores se restringen a la lenta remodelación por vientos de distintos rumbos, siempre en presencia de la cubierta vegetal. En su forma primitiva, el guadal es de remota edad, probablemente del Pleistoceno inferior.

La conclusión austral de la meseta acusa otras distintas peculiaridades de relieve. En esta parcela el ramblón, o sea la cuenca cerrada de deflación, es un elemento geomorfológico más determinante del relieve que los bordos arenosos y el médano, el cual no es sino un elemento secundario que constituye estrechos bordos y divisorias arenosas entre los enormes pandos platos, de los ramblones. Algunos de ellos alcanzan dimensiones en verdad grandes, así por ejemplo, el ramblón del Puesto Los Ranblones, que dista unos 4 km al poniente del volcán cerro Huayquería, ocupa unos 8 km², con su diámetro mayor de 4 km.

Sin embargo, a su lado pueden subsistir pequeños ramblones perfectamente circulares.

La deflación ha alcanzado a destapar en los ramblones grandes el fondo impermeable del Tunuyanense, lo cual tras tormentas espasmódicas, ha favorecido la formación de lagunas y hace posible la captación y conservación del agua en piletas destinadas al ganado. La parcela austral de los ramblones carece también de red hidrográfica.

La causa de este desarrollo se debe a la falta en esta zona, quizás primaria, de las formaciones arenosas de la Bajada Grande y de La Represa. El desarrollo geomorfológico se ha efectuado allí en los sedimentos del Tunuyanense, constituidos preferentemente por limos y arcillas rosadas, que al ser expuestas a la deflación, facilitan el desplazamiento eólico del material fino en cantidades, y con esto la formación de ramblones. El restante material más pesado, arenoso, será volcado a los costados de los ramblones, donde constituyen los “bordes” amorfos de arena deflada. Este proceso ocurre preferentemente durante el otoño y el invierno, cuando el tapiz estépico al ser aflojado por el desecamiento expone el suelo desnudo a la acción del viento.

Desgaste de la meseta. — El desgaste o sea la reducción del relieve de la meseta Guadal es un proceso sumamente lento, y frenado por las condiciones fisicogeográficas imperantes. Actúa allí la deflación sola, pero la cubierta con vegetación casi continua del medanal paraliza sensiblemente su eficacia. Y si acaso se produce en la cubierta vegetal una llaga de sopladura o una peladura cólica¹, ella se cicatriza pronto por el reavance de la flora xerófila circundante. La continua pérdida del material fino por la deflación y por la migración rodante de arena en los bordes y fondos de los ramblones puede siempre resarcirse con el nuevo aporte debido a la meteorización del expuesto piso. De esta manera los factores geográficos favorecen y favorecerían en condiciones climáticas parecidas a las actuales, la conservación del guadal pastoso e inmovilizado por la vegetación. En admisible épocas de aridez más acentuada, el proceso del desgaste del médano podrá haber sido fuerte, pero asimismo el viento no habrá podido evacuar por completo de la meseta la arena eólica, a causa del aludido proceso continuo de autoabastecimiento local, con el material arenoso del substrato.

¹ « Blowout »

Otro aspecto revela el desgaste del relieve y del área de la meseta originaria en las puntas norte y sur.

En el norte, en el paraje Parvitas y Divisadero del Aguila, la meseta se acuña y estrangula por los efectos de la erosión retrógrada de los zanjones de la cabecera de arroyos secos, que prácticamente han eliminado la divisoria mesetiforme como tal, transformándola en una estrecha pero chata divisoria de aspecto maduro. Las cabeceras de los arroyos de laderas opuestas van acercándose. Este proceso se desarrolla en las formaciones Bajada Grande y Represa, cuyos bancos de grava y ripio, al ser expuestos al desgaste en el ambiente seco de la divisoria dejan en su superficie manchones de pavimento, los que junto con las capas aflorantes de arena relativamente permeable, no permiten la formación rápida del escurrimiento encauzado, favoreciendo más bien la rápida evaporación y quizás algún débil manto laminar. De tal manera, el viento queda ahí también como factor más eficaz del modelamiento, volcando la arena de desintegración local a los bajos del relieve donde yacen a veces en parcelas mayores de medanal amorfo (por ejemplo, entre las cabeceras del Quemado y de Vacas Muertas). Sólo las cabeceras de los más grandes arroyos secos se encajonan en esta superficie ondulada en forma de cunetas y zanjones, que se denuncian como primeras vanguardias del relieve huayqueriano, que paso por paso, con el proceso de erosión retrógrada, conquistan la punta de la meseta desgastada convirtiéndola en el mal país, que impera abajo.

Definición. — La Meseta del Guadal es una ascendida peneplanicie vieja de nacimiento, elaborada a fines del Plioceno, en condiciones áridas en la estructura de los braquianticlinales de San Carlos; acaso un pedimento coalescente o sea una planicie de pedimentos encubierta por medanales amorfos, inmovilizados por la vegetación. El relieve cólico sumiso se debe en su remoto origen a la carencia absoluta de red de drenaje y a la subsiguiente y duradera leve remodelación por la deflación debida al sistema inestable de vientos y en continua pugna con la vegetación xerófila, que subsiste gracias al reducido espesor de la cubierta arenosa y gracias a la inope humedad del cercano substrato poco permeable del Tunuyanense. Un pre-requisito del enarenamiento de la formación de medanales en la peneplanicie vieja de nacimiento fue la presencia en la superficie de la meseta de la formación rica en arena (Bajada Grande y Represa). Donde la

arena falta, merma el médano en la meseta, y lo reemplazan grandes y pequeños ramblones, es decir cuencas de deflación.

2. *Peneplanicie exhumada del Bloque de San Rafael.*

Area. — La antigua planicie de destrucción resurrecta, o sea exhumada, cubre la parcela boreal del Bloque de San Rafael comprendida entre el río Diamante al sur y el río seco de Las Peñas. Forma el límite oriental un escalón de falla y en el poniente desaparece debajo del Terciario. La superficie total se calcula en unos 550 km².

Antecedentes. — La verdadera naturaleza de esta unidad geomórfica ha sido definida someramente por Feruglio (1946). Con posterioridad Dessanti (1956) propuso una subdivisión geomórfica, clasificando la parte estudiada por él como una montaña compleja de la sierra Pintada, cuya cumbre se expone en forma de planicie de destrucción y de acumulación. Por último, el autor de este trabajo subdividió el área en consideración en distintas unidades geomórficas menores (1954).

Estructura. — La parte visible de la parcela boreal aparece como una antigua planicie de destrucción subaérea, elaborada durante el Mesozoico y principios del Terciario en la estructura varíscica. En el Terciario inferior la estructura fue fracturada, y sufrió un apreciable y duradero descenso diferencial, cuyo monto aumenta al norte hacia las Huayquerías de San Carlos y al naciente, hacia La Travesía. Este proceso inició un ciclo de sedimentación continental, que terminó durante el Plioceno con la sepultación casi completa de la punta boreal de la vieja superficie de destrucción. Quedó establecida así una llanura aluvial, sobre cuyo nivel se erguían aisladas cúspides de montes, testigos del relieve anterior ahora sepultado. Los restos algo remodelados de esta planicie originaria de cubierta aluvial se conservan aún en el borde occidental del bloque, donde el Terciario ocupa todavía la posición hipsométrica alta, respecto a la parte exhumada, siendo un homólogo de la Meseta del Guadal.

A principios del Pleistoceno empezó el proceso inverso: la exhumación progresiva de la estructura y de la antigua planicie de destrucción, promovida por el ascenso de la amplia zona pedemontana que inició el primer ciclo fluvial de edad paleopleistocena, el que realmente destapó el antiguo relieve.

Relieve exhumado. — La superficie de la planicie exhumada revela una leve inclinación hacia el norte. Las alturas en el sur ascienden a la curva de nivel de 1700 m, mientras que en el norte en el paraje Las Peñas están a 1500 m, término medio. Los desniveles son bajos, las pendientes suaves y el paisaje viejo, achatado, seco y triste, que ha dado origen a la toponimia popular de Pampa del Perdido, luego Pampa del Medio y Pampa de los Gateados. La planicie exhumada en la punta boreal descende en escalones hacia el surco del río seco de Las Peñas, donde desaparece debajo del Tunuyanense. Estos escalones son de edad mesopleistocena y resultan de la reactivación de viejas fallas de edad terciaria y del derrame y sedimentación concomitante, de calizas hidrotermales de la formación Las Peñas del Sur, que acorazan esta antigua planicie exhumada.

Del breve análisis precedente se deduce que el relieve exhumado tiene aspecto de senectud incipiente de una peneplanicie parcial.

Rejuvenecimiento. — La antigua planicie de destrucción demuestra un rejuvenecimiento formidable en sus bordes, excepto en el poniente, que carece de red activa de drenaje. Los bordes más disectados y rejuvenecidos se hallan en el ambiente del río Diamante y también en el naciente donde la red de drenaje es también muy activa. En este borde los principales arroyos secos han cortado profundas gargantas en las rocas ígneas de edad variscica. Ellos corren por quebradas salvajes de pendientes empinadas y peladas de la vegetación y con numerosos saltos y rápidos, mientras que los interfluvios conservan rasgos de madurez. Sus tributarios son cortos y fluyen por valles colgantes. La red de drenaje es todavía grosera y crece hacia el interior por la erosión retrógrada, que ahora comienza la incorporación al relieve senil de la planicie exhumada en la nueva red de drenaje; comienza el rejuvenecimiento, y sin embargo se mantienen todavía en la parte cuspidal del relieve exhumado parcelas intactas y sin desagüe definido. Las aguas de escasas precipitaciones se infiltran parcialmente en la cubierta detrítica superficial buscando nuevos caminos en el subsuelo.

El rejuvenecimiento de los bordes del bloque exhumado, expuestos ahora a los procesos de desmembramiento por la erosión, es un proceso complejo, que probablemente comenzó ya en el Terciario, pero el ciclo fue interrumpido por la agradación pliocena, que suprimió los procesos de degradación. El rejuvenecimiento más eficaz

se relaciona con el segundo ciclo fluvial de edad mesopleistocena, ya que durante el primer ciclo la antigua planicie fue solamente exhumada, pero todavía no disectada.

Definición. — En resumen, esta unidad geomórfica fósil se define como una planicie de destrucción con rasgos de senectud incipiente, elaborada en el bloque estructural variscico en las postrimerías del Mesozoico y principios del Terciario; sepultada luego por sedimentos aluviales terciarios, exhumada posteriormente durante el primer ciclo fluvial de edad paleopleistocena, y finalmente rejuvenecida en sus bordes a comienzos del segundo ciclo, que no ha salido todavía de la etapa de juventud adelantada.

3. *Pedimentos antiguos del pie de la sierra.*

El pedimento es una unidad nueva en nuestro país y como tal precisaría una exposición detallada, que por el momento no es posible dar por no haber sido terminada la exploración en el terreno y que será tratada en otra ocasión. Esta circunstancia obliga a restringir las consideraciones a lo esencial y más seguro.

Ubicación. — El pedimento acompaña en forma de parcelas aisladas extendidas a lo largo del borde montañoso de la cordillera Frontal, desde el río Mendoza en el norte hasta el de Papagayos en el sur. Como ocurre en otros países, el pedimento nuestro puede o no tener una cubierta detrítica aluvial; en este último caso el pedimento desaparece debajo de una bajada y pasa a ser pedimento encubierto. En nuestra zona la cubierta aluvial está constituida por la Formación Los Mesones, que al naciente desaparece de golpe por la fractura; así que la estrecha franja subandina del sector pedemontano de los afloramientos de Los Mesones puede considerarse, desde el punto de vista geomorfológico, como zona de pedimentos libres y encubiertos.

Relieve. — El relieve primitivo del pedimento aparece bien expuesto y conservado solamente en la zona adyacente a la montaña o a la entrada en ella en forma de engolfamientos. Excelentes parcelas del pedimento se exponen en La Carrera, luego en Los Tolditos y cerca del refugio Coronel Alvarado, todos ellos han sido mencionados en el primer capítulo de este trabajo.

Caminando por cualquier superficie tope de Los Mesones hacia la montaña, observamos que la cubierta aluvial pierde espesor y con-

tinuidad, y finalmente asoma a la superficie la roca desnuda muy alterada o cubierta por manchones de detrito anguloso, de meteorización "in situ", faltando por completo clastos redondos, que podría significar la cooperación de la red fluvial en la elaboración de la planicie por la prolongada erosión lateral del ciclo fluvial.

Se abre una superficie casi plana o levemente convexa, con uno u otro montículo de bloques de rocas del substrato, producto de desintegración de rocas ígneas "in situ", llamados tormos (tors - Yi Fu Tuan, 1959). Llama nuestra atención la ausencia de divisorias entre los arroyos secos que descienden de la montaña cruzando el pedimento; los interfluvios son llanos. El gradiente de esta planicie de destrucción varía entre 2 y 4 grados, mientras que el gradiente de la adyacente montaña es más fuerte y se avalúa en el Alvarado en 12°. La transición del gradiente del pedimento al de la montaña madura es súbita. La roca desnuda del pedimento no puede alimentar más que una rala cubierta de gramíneas xerófilas lo que da a la planicie el aspecto de una pampa muy frugal.

La leve disección del pedimento por arroyos secos consecuentes en lonjas orientadas de oeste a nacimiento se debe a mi parecer al subsiguiente ciclo de erosión fluvial.

Génesis. — Varias teorías pretenden (véase Thornbury, 1960) explicar el origen de estas planicies de destrucción que bordean las montañas en zonas áridas, entre ellas atrae nuestra atención la teoría compuesta que cree posible explicar la formación del pedimento por combinación de tres procesos: retroceso paralelo del borde de la montaña gracias a la meteorización en condiciones de clima árido, erosión por mantos de aguas laminares y planación lateral fluvial y eólica. Sea como quiera, pero todos los investigadores coinciden en que se forman solamente en condiciones de clima árido. Von Engeln (1948) los denomina pedimentos desérticos.

Edad. — El pedimento en su parte distal se hunde bajo la cubierta aluvial de Los Mesones, cuya edad paleopleistocena está asegurada. De esto se deduce que el proceso de pedimentación indica un prolongado régimen árido, un ciclo árido actuante en el piedemonte en el límite del Plio-pleistoceno. Aquí llegamos a tocar el punto que nos interesaba al tratar la Meseta del Guadal, que aparentemente es de la misma edad que el pedimento submontano, y posiblemente también un pedimento, o quizás una planicie de pedimentos. No sería quizás demasiado arriesga-

do suponer que ambos pedimentos representan fragmentos de una vasta planicie de pedimentos coalescentes que bordean la cordillera frontal y cuya desintegración se debió a los procesos posteriores estructurales y geográficos.

4. *Bajada antigua del Diamante.*

Ya al tratar la Formación Los Mesones tuvimos oportunidad de informar al lector que un antiguo y extenso abanico aluvial del sistema del río Diamante conforma el cierre austral del Valle Extenso. Esta nueva unidad geomórfica, originariamente muy extensa, uniforme y alargada a ambos costados del río Diamante, bordeando el pie de la montaña, es realmente una legítima bajada, debida a la coalescencia de mayor número de conos aluviales pedemontanos. Estos pertenecen estratigráficamente a la Formación Los Mesones, cuya superficie tope hemos definido desde el punto de vista geomorfológico como Primer Nivel. En el sentido fitogeográfico, la antigua bajada ostenta un clásico ejemplo de una estepa, o sea de una pampa.

Ningún movimiento tectónico apreciable ha perturbado esta bajada, sino la erosión fluvial sola, que originó el fraccionamiento y el desgaste casi total de su parcela central. El río Diamante, la principal arteria fluvial, ha surcado allí no sólo un amplio valle, sino que también alcanzó a arrancar, en la parte central de la bajada, una espaciosa escotadura. Ambos elementos deprimidos del relieve constituyen un bajo, que separa actualmente la parcela austral de la bajada de la septentrional, la que no interesará en este momento.

La parcela septentrional. — Ella se ubica entre el río Diamante y los arroyos tributarios de Los Papagayos.

La red de drenaje de esta parcela es aún grosera y está totalizada sólo por cuatro canales principales de desagüe. Los arroyos son poco caudalosos, casi semisecos, y consecuentes respecto a la inclinación originaria de la bajada; corren al principio, al salir de la montaña, con un destacado paralelismo en sus cursos y no reciben tributarios de importancia, ni subsecuentes ni insecuentes. El paralelismo de los arroyos se pierde en la parte distante de la bajada, donde empiezan a divergir, ya al norte, hacia el sistema de Tunuyán (Cortadera), ya hacia el sur, al Diamante (Hondo, Tábano y Carrizalito). La notable diferencia en el grado de modelamiento del relieve motiva la

subdivisión de la parcela oriental de la bajada en dos fajas que corren de norte a sur: la proximal a la montaña y la distante.

La faja proximal tiene de 12 a 14 km de ancho promedio y una inclinación acentuada (4°). Los arroyos han disecado la superficie de la bajada en forma de lonjas interfluviales, orientadas de poniente a naciente. Los interfluvios son amplios y levemente ondulados, suaves de contornos, con cauces abiertos de cañadones secos o madrejones. Los valles principales que separan los interfluvios son playas. En total el relieve resulta bajo y de textura gruesa. Los desniveles exceden raras veces los 30 m. Grandes coladas basálticas, de edad paleopleistocena y posterior, no son en este paisaje deprimido sino un elemento adicional del relieve, debido al primer ciclo fluvial, que apenas ha entrado en la etapa de la madurez.

A partir de la ruta n^o 40 comienza la parcela distante de la bajada, gravemente afectada por la erosión durante el primer ciclo fluvial, de edad paleopleistocena. Interesa establecer que de la bajada primitiva se ha conservado únicamente una fracción septentrional, drenada hacia el Valle Extenso y el sistema del río Tunuyán, mientras que en el sur ha sido destruida por un gran recodo del río Diamante, que excavó en ella una vasta escotadura, un bajo drenado hacia el río Diamante, que merece una breve consideración.

La escotadura aparece como un anfiteatro semicircular, cuyo respaldo forma un escalón de 100 a 130 m de altura, elaborado por la degradación fluvial y la meteorización desértica, junto con la deflación concomitante. Los manchones de rodados fluviales esparcidos en el desparejo fondo del anfiteatro jalonan el antiguo curso del río Diamante, divagante al final del primer ciclo fluvial. Este anfiteatro es un detalle geomorfológico menor, un rincón geomorfológico y unidad comparable con el coetáneo Valle Extenso del campo del Bajo.

Volviendo al problema discutido establecemos que la bajada se ha conservado en la franja distante en remanentes, que ocupan la actual divisoria entre el Diamante y el Tunuyán, que corre en la corona del escalón del anfiteatro, tendido entre el cerro Arroyo Hondo y la Loma de los Corralones. La ausencia total de avenamiento de esta Divisoria seca favoreció y todavía favorece la conservación del relieve antiguo de la bajada. El relieve es muy insignificante a consecuencia de falta de agentes de erosión. Sólo lavajes en mantos de aguas laminares y la deflación desgastan paulatinamente el relieve.

En resumen, debemos dejar sentado que la antigua bajada del Diamante se mantiene en parcelas alejadas del nivel de base local, lo que en condiciones del imperante clima árido retarda el desarrollo normal de ciclo fluvial, favoreciendo más bien la conservación del relieve primitivo que corre por cuenta del primer ciclo fluvial, interrumpido por el alejamiento del nivel de base local. El siguiente, el segundo ciclo fluvial que se expone relativamente bien a lo largo de los ríos más caudalosos de la faja distal formando valle en valle, pero tiene en realidad poca repercusión en las parcelas proximales y secas de la bajada, y por lo tanto los fenómenos del rejuvenecimiento son todavía impedidos ahí por la ineficacia de la erosión retrógrada. Los arroyos de la faja proximal a la montaña corren todavía en los valles correspondientes al segundo nivel, o sea en valles antiguos y poco remodelados.

5. *Valle Extenso del Campo del Bajo.*

Varias veces ya hemos tenido ocasión de tratar incidentalmente sobre el Valle Extenso del Campo del Bajo como una unidad geomórfica bien definida, a pesar de su posterior fraccionamiento y sepultura parcial por un manto de depósitos piroclásticos.

Se ha conservado el Valle Extenso en su forma primitiva solamente en el sector austral de la llanura pedemontana adosada a la cordillera. El término geográfico "Campo del Bajo" deriva de una antigua toponimia local usada para la faja deprimida del relieve, que separa la Cordillera Frontal de la sierra de Tunuyán ("Huayquería de San Carlos") junto con el Bloque de San Rafael. En forma abreviada usaremos más adelante el término "Valle Extenso".

Parte visible del Valle Extenso. — Siguiendo la ruta 40, desde Pareditas hacia el sur, llegamos repentinamente a un pequeño pero patente escalón geomofológico, cuya altura relativa varía entre 20 y 30 m, que separa el Graben de Tunuyán del Valle Extenso. Este último se encuentra formado por una cuenca muy amplia y abierta, de fondo chato y muy ancho, cuyos suaves bordes orientales están definidos por las pendientes occidentales del sepultado Bloque de San Rafael y los del poniente por la zona pedemontana adyacente a la Cordillera Frontal.

El ancho del Valle Extenso, ahora visible, alcanza en el norte unos 8 a 10 km, disminuyendo en el sur hasta 5 km en la zona en que el

amplio y antiguo cono de deyección del sistema tributario del Diamante, o sea la antigua bajada, conforma su límite austral. La extensión longitudinal del Valle Extenso visible se estima en unos 40 kilómetros y la superficie en más o menos 350 km².

El análisis geomorfológico del modelamiento primitivo del Valle Extenso tropieza con una considerable dificultad que radica en la sepultura casi completa del relieve de su mayor parcela occidental por el manto continuo de depósitos piroclásticos pumíceos, que constituyen la unidad geomórfica aparte — la Planicie Piroclástica Pumícea. Relativamente libre de esta cubierta queda solamente el flanco oriental del Valle Extenso, que asciende del Valle del Papagayos hacia el Bloque de San Rafael. Esta parcela está revestida por una delgada capa arenosa limosa, que no oculta sensiblemente el relieve originario. Por otra parte la parcela sepultada está felizmente disecada por los arroyos gemelos Yaucha y Papagayos, ofreciendo así algunos datos necesarios para una somera caracterización del paisaje originario del Valle Extenso. Llama la atención el paralelismo del valle respecto a la cordillera y al Bloque de San Rafael más la Estructura de San Carlos.

El fondo primitivo de esta ancha depresión geomorfológica constituye una acumulación fluvial detrítica gruesa de la Formación La Invernada, que descansa sobre una planicie sin relieve destacado, elaborado principalmente en el Tunuyanense deleznable que asoma en afloramientos aislados. Los flancos orientales y australes del Valle Extenso son suaves y carecen de relieve, pero el flanco occidental apoyado al banco de falla en cuya corona descansa la Formación Los Mesones (IN), acusa un relieve más acentuado debido a la eficacia de la red de drenaje, que surcó este borde del Valle Extenso con playos valles. En resumen, el Valle Extenso aparece a simple vista como un amplio bolsón estructural, siendo sin embargo, en realidad un ente geomorfológico creado principalmente por la erosión fluvial acompañada por un descenso sinclinal.

Partes relicticas. — El Valle Extenso, actualmente visible en la zona austral, debiera prolongarse en el sector septentrional de la llanura pedemontana, pero la mayor parte de esta parcela se encuentra profundamente sepultada en el fondo del Graben de Tunuyán. Los remanentes conservados hasta la fecha en los bordes del graben son aislados y de reducido tamaño, asomando en forma de pequeñas mesetas y tablados cubiertos por fanglomerados de la Formación La In-

vernada, que los protege del desgaste erosivo completo. Considero que la antes descrita faja de afloramiento de la Formación La Invernada (IIN), adosada al borde occidental de las Huayquerías de San Carlos, jalona la margen oriental del Valle Extenso, mientras que los restos de aquella formación pegados al piedemonte proximal de la cordillera conformarían los límites occidentales, del lado opuesto del vacío, producido por el hundimiento del graben.

A la salida del río Tunuyán a la Depresión de Mendoza, en el dique de Benegas, el ancho del valle de entonces se calcula en unos 10 km. El gradiente total desde el Paso de las Carretas hasta el afloramiento La Ventana es sumamente suave (4 ‰) y coincide con el concepto del valle envejecido, cuyo fondo hemos clasificado como llanura fluvial.

La destrucción casi cabal de la parcela septentrional del Valle Extenso es debida, pues, no sólo al hundimiento del graben sino también a la intensa degradación posterior de las parcelas restantes por la red de avenamiento más densa, más caudalosa y más eficaz que actuó en los subsiguientes ciclos parciales de erosión fluvial.

De lo expuesto se deduce que en la parcela septentrional no existe más el Valle Extenso como unidad geomórfica. Sus remanentes componen, como detalles geomorfológicos menores, el relieve distinto y de menor edad.

Los pocos datos disponibles permiten resumir lo antedicho dando una somera reconstrucción paleogeográfica y genética de la unidad en consideración.

El sector aflorante y visible entre el Yaucha y el Papagayos como también los remanentes de la parcela destruida en el norte, pertenecen a un valle extenso fósil paralelo a la montaña y por lo tanto longitudinal respecto a la estructura. Está encajado en la Formación Los Mesones, cuyos restos flanquean el valle de nacimiento y del poniente.

Génesis. — Responsable de la elaboración del Valle Extenso es el primer ciclo fluvial de edad infrapleistocena, iniciado por un leve ascenso (60 a 80 m) del área pedemontana. Este modesto ascenso implica de antemano un relieve disponible muy bajo. Esta circunstancia junto con la calma tectónica subsiguiente del área constituida por rocas deleznable, facilitaron el desarrollo estadal relativamente rápido del relieve hasta alcanzar el umbral de la senilidad. El primer

ciclo fluvial es posterior a la deposición de la Formación Los Mesones y anterior a La Invernada. Geomorfológicamente es un valle longitudinal elaborado en el Primer Nivel y cuyo fondo, constituido por la Formación La Invernada, corresponde al Segundo Nivel.

6. *Bajada joven al Graben de Tunuyán.*

Mirando hacia el poniente desde el camino asfaltado de la ruta 40 que une las villas de Tupungato, Tunuyán y Pareditas, podemos apreciar una magnífica bajada, constituida por la superficie tope de la Formación Las Tunas. Esta bajada se ha formado por una coalescencia de los abanicos aluviales de ríos andinos que al salir al piedemonte descargaron una enorme cantidad de fanglomerados. La bajada desciende del borde de la serranía con un gradiente apreciable a simple vista hacia el fondo del graben. Su extensión meridional sobrepasa los 100 km, mientras que su anchura varía considerablemente y depende del caudal del río. De esta manera los abanicos parciales de la bajada, constituidos por canales mayores del desagüe, como por ejemplo los ríos Tunuyán y de Las Tunas, han construido abanicos más extensos que terminan a la distancia de unos 20 km de su ápice. Así que en el graben estructural, hallamos dos diferentes unidades geomórficas: la planicie loésica en el fondo y la bajada en su borde occidental.

La bajada desaparece en el fondo del graben, hundiéndose debajo de la planicie loésica que sepultó la antigua playa del graben (Fm. El Totoral), que es un componente geomórfico distal de la bajada.

La superficie originaria de la bajada tiene un micro-relieve con desniveles que no superan los 10 m. Los componentes de este micro-relieve son preferentemente construccionales. Se notan con frecuencia antiguos canales playos de agua corriente de ríos trenzados, ahora cañadones secos (madrejones), luego albardones y montículos de rodados fluviales y los desniveles en las suturas de abanicos individuales. Sobre este relieve yace una delgada y discontinua sábana de limo parecido al loess y arena fina, con un suelo no maduro y seco a causa de la permeabilidad de los fanglomerados subyacentes. El suelo alimenta una continua flora gramínea (coiron) formando una fitocenosis de estepa.

La característica geomorfológica de la bajada sería imperfecta si no se analizara la subsiguiente disección de la bajada, ocurrida durante el tercer ciclo fluvial, de edad pleistocena superior.

El proceso y los efectos de la disección se destacan en forma impresionante en la parcela de la bajada drenada por el río de las Tunas. La superficie de la bajada está surcada por un valle aterrizado. Se distinguen a simple vista tres niveles de terrazas grandes, aparejadas o sea cíclicas, con una que otra terracita local no aparejada de menor desarrollo e importancia. De acuerdo con las observaciones efectuadas, todas estas terrazas han sido elaboradas en una sola formación fanglomérica: la de Las Tunas. Es realmente un juego de terrazas de erosión cíclica. Un enriquecimiento en la superficie de terrazas de material muy grueso, junto con la formación de un pavimento de rodados y bloques, atestiguan una vez más el carácter erosivo y denudativo de estos niveles. Las alturas relativas de las terrazas merman aguas abajo, abriéndose distalmente en forma de trompetas, lo que se relaciona también con el proceso de la erosión cíclica.

La terraza más alta se halla en la boca del río, a la altura de unos 100 a 110 m sobre el nivel de la corriente, y puede considerarse como remanente no aparejado de la superficie tope de la Formación Las Tunas.

La terraza intermedia, en la boca del río, al piedemonte se halla a 65-75 m por encima del nivel del río, o sea que el escalón entre la alta y la intermedia se valúa en este lugar en 30 a 35 m. Evidentemente se halla aparejada, la terraza baja de 45 a 48 m de altura relativa, está también aparejada, encontrándose cubierta asimismo como las anteriores, con arena fina y limos, cuya potencia aumenta agua abajo. El escalón entre la terraza intermedia y la baja mide en promedio aproximadamente unos 20 m.

En el fondo del valle del río de las Tunas hay terrazas menores de acumulación relacionadas con los procesos posteriores del fin del pleistoceno.

Fuera de la zona del estudio, en el ambiente del río Mendoza la litología y la disposición geomorfológica de la Formación de Las Tunas es igual. El río Mendoza constituye, a su salida de la garganta de Cacheuta al piedemonte, un abanico alargado y chato. Los espesores visibles de la Fm. no superan los 50 m. Las tres terrazas de erosión, medidas en los alrededores del dique Cipoletti, tienen 32, 12 y 7 m de altura sobre el nivel del agua.

Dadas las distintas condiciones físico-geográficas e hidrológicas de los ríos principales de la amplia zona estudiada y especialmente la

distancia de la base de erosión local (río Tunuyán, en la Estacada), las terrazas de erosión elaboradas en la superficie la Bajada al Graben tiene distintas características hipsométricas relativas.

Así, en la ensenada de la Carrera, en los alrededores de la estancia La Carrera, se destacan también tres terrazas de erosión cíclica, elaboradas en los fanglomerados de la formación Las Tunas. La alta se halla a la altura relativa de 25 m, la intermedia a 13 m y la baja a 5 m sobre el nivel del agua corriente. La terraza baja lleva en su corona limo parecido al loess en posición indudablemente originaria.

Las tres terrazas de erosión se hallan asimismo bien desarrolladas en la boca del río Tunuyán, en los alrededores próximos del puesto Quiroga. Las terrazas pierden altura, acusando en su superficie un enriquecimiento en bloques y una cubierta loessoide.

Resumiendo las observaciones, llegamos a las siguientes conclusiones:

1. La superficie tope de la formación Las Tunas constituye la bajada al Graben de Tunuyán.
2. Los amplios interfluvios son parcelas de la superficie originaria, todavía no afectados por procesos erosivos.
3. La disección de la bajada está restringida a los cursos más caudalosos de la red de drenaje.
4. La disección se desarrolló evidentemente en forma cíclica y ha producido un juego de terrazas de erosión que acompañan el curso de los ríos.
5. Se discriminan tres terrazas principales de erosión cíclica, lo que sugiere la influencia de un factor cíclico (clima?), quizá relacionado con el aumento de los caudales gracias a mayores períodos del deshielo de los glaciales en la montaña.
6. El tercer ciclo fluvial se desarrolla en forma muy lenta por razones del clima árido y no ha salido todavía de la etapa inicial de la juventud.
7. Sobre las terrazas yace el limo parecido al loess. La presencia del limo parecido al loess primario sobre la superficie de la terraza baja atestigua que la disección es anterior a la sedimentación del último miembro de la formación Zampal. (Limos parecidos al loess).

8. Fuera del graben no se ha formado esta bajada joven por falta de condiciones estructurales, o sea, falta de un bolsón que se colmara con detrito en condiciones de clima árido.

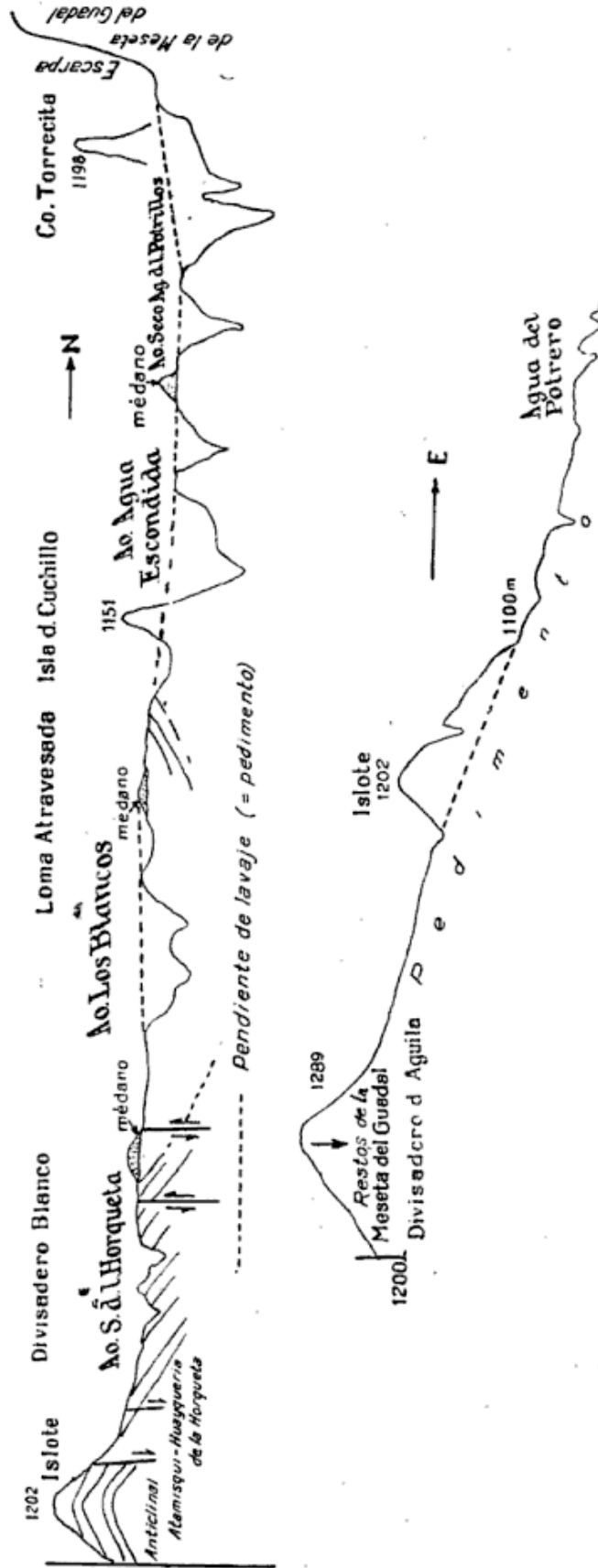
Allí hay sólo terrazas de agradación coetánea, que denominamos terraza III. Su contenido acumulativo corresponde a la formación Las Tunas.

7. *Pedimento joven del Campo de las Aguadas.*

Según la opinión de Frenguelli (1930), el relieve de la huayquería no se ha formado en el flanco oriental de la meseta del Guadal, sino una abrupta pared, su "cuesta", que cae directamente al fondo de la Travesía. Es cierto que tal juicio podría formarse como una impresión pasajera después de un breve vistazo del relieve desde distancia respetable. Por mi parte, creo útil revisar el problema planteado.

Ubicación. — El examen más atento del mapa topográfico del I.G.M. permite ya a simple vista reconocer una planicie inclinada de destrucción, de 8 a 10 km de ancho, que se adosa a los paredones de la escarpa de meteorización de la meseta, cubriendo unos 200 km² de la superficie. Esta planicie acompaña al borde oriental de la escarpa solamente, desapareciendo en seguida en el norte y sur, cuando la meseta y la escarpa se pierden o degeneran en el relieve. La planicie de destrucción está delimitada en el poniente por la escarpa de meteorización de la Meseta del Guadal y en el naciente por una huayquería que se describirá más adelante. Aquella planicie y esta huayquería se ubican en el perímetro del vasto Campo de las Aguadas, que da el término geográfico para dos distintas unidades: el pedimento y la huayquería del Campo de las Aguadas.

Relieve. — El estudio de perfiles geomorfológicos brinda una excelente ocasión para ilustrar el relieve de la mencionada planicie. Así, el perfil longitudinal n^o 29 corre a distancia de unos 4,5 km al E de la escarpa, por la parte central de la planicie. Comienza en el norte, en el cerro testigo o islote sin nombre, acotado con 1.202 m; sigue luego hacia el sur, cortando el Divisadero Blanco y la Loma Atravesada, la Isla del Cuchillo (1151), para terminar en la pared de la escarpa, en el sudeste del cerro Tres Altitos. Se destaca con claridad un nivel de destrucción todavía conservado en las alturas que oscilan entre 1.130 y 1.150 m. El relieve de esta planicie es sumamente bajo



Perfil No 29. Pedimento del Campo de las Aguadas (arriba corte longitudinal, abajo transversal)

y suave; los interfluvios perfectamente llanos, mesetiformes, recubiertos por una delgada capa arenosa aluvial y eluvial, que forma localmente un antiguo médano, preferentemente fijo y en consecuencia fósil. De esta manera la superficie de degradación se expone como un peneplano (= peneplane de Penck, 1952).

Por encima de este nivel de degradación asoman tres montes islotes, empinándose como torres solitarias (1202): Islote del Cuchillo y Torrecita, testigos de otro relieve anterior. Más abajo de la planicie, y encajonado en ella, va diseñándose el relieve fluvial, de aspecto joven, una huayquería "in statu nascendi". Asimismo instructivo es el perfil transversal, que evidencia una planicie inclinada desde la base de la escarpa (1.200 m aprox.) hasta la curva de 900 m, donde comienza la disección más fuerte, la huayquería. De tal manera el gradiente de la planicie se calcula en 4 ‰; por encima de ella se alcanzan montes islotes.

Origen. — La planicie de destrucción, brevemente esbozada, expone un conjunto de particularidades del relieve que parecen indicar un pedimento, elaborado en el terreno terciario durante un prolongado ciclo de meteorización desértica, lavaje en mantos y retroceso paralelo frontal y lateral de la pendiente. El rejuvenecimiento subsiguiente y la disección incipiente es fruto del subsiguiente ciclo de erosión fluvial que perdura hasta la fecha.

En el lenguaje penckiano, la escarpa de meteorización sería la pendiente de gravedad y el pedimento la pendiente de lavaje Haldenhang = basal slope, que ha sido equiparado con el pedimento (Mayerhoff).

Edad. — Sólo poseemos algunos de los datos necesarios para circunscribir la edad del pedimento. Por una parte la superficie tope de los montes islotes engrana en el norte con el Primer Nivel y la formación Los Mesones, que tuve oportunidad de examinar en la Loma Negra Grande (1124), situada unos 5,5 km al SE del puesto El Quemado.

Esta circunstancia decide en forma terminante su edad, posterior a la depositación de Los Mesones. Sin embargo, es llamativa la absoluta carencia de la formación La Invernada, y por consiguiente del Segundo Nivel en el flanco oriental de la meseta, donde el desarrollo geomorfológico ha tomado distinto camino que en el flanco occidental, por responder a distintas condiciones geográficas.

En la superficie del pedimento del Campo de las Aguadas no yace nada más antiguo que el médano fijado, que hemos ubicado en el capítulo dedicado a la estratigrafía, en las postrimerías del Neopleistoceno y principios de la época actual. De tal manera, la edad del pedimento queda situada entre la acumulación de la formación Los Mesones y de los médanos. En este prolongado lapso de tiempo, que abarca buena parte del Pleistoceno, que engloba el primero y el segundo ciclo de erosión de edad pleistocena, se ha elaborado el pedimento en forma continua, dadas las condiciones especiales, es decir, la gran distancia de nivel de la base endorreica, de La Travesía, luego la penuria de agua corriente, la constitución del piso preferentemente arcilloso-limoso, la sequedad del clima y la ralisima cubierta vegetal.

El rejuvenecimiento y la disección incipiente del pedimento joven del Campo de las Aguadas se deben al tercer ciclo de degradación, que se tratará más adelante en el párrafo dedicado al paisaje de huayquería.

Definición. — La planicie de destrucción adosada en el naciente a la escarpa oriental de la meseta del Guadal se define como un pedimento joven, disectado y rejuvenecido en forma incipiente por el último ciclo fluvial, que perdura hasta hoy día.

8. *Región del Toba. (El valle y el médano).*

Pasamos a la consideración de una unidad geomórfica compleja, que reúne dos miembros en apariencia totalmente distintos, pero en realidad correlacionados. Estos dos miembros son un amplio y antiguo Valle del Toba decapitado, o sea un madrejón, acompañado por cadenas de médanos fluviales, llamados Cordón del Toba, paralelos con dicho valle. Ambos están no sólo en estrecha vinculación espacial sino también en relación genética patente. Estas circunstancias justifican, a mi parecer, la reunión de áreas de tan distinto modelamiento en una sola unidad.

Area. — Ocupa una alargada franja adosada al borde occipital del paisaje de huayquería de la estructura de las Huayquerías de San Carlos desde la estancia Aguanda en el sur y la salida del río Tunuyán a la depresión de Mendoza, en el lugar de emplazamiento del dique Medrano, en el norte. El valle bordea a las huayquerías, y el médano se arrima al curso del río Tunuyán. La superficie total se calcula en 400 km².

Antecedentes. — No he encontrado en la bibliografía accesible antecedentes al respecto. El único material concreto lo proporcionan los mapas topográficos del I.G.M., en escala 1:100.000. Aparte de esto, en el croquis muy somero de De Carles (1912) encontramos el “Cuchillo del médano del toba” y la “Punta del médano”.

En el texto no se halla ninguna descripción al respecto.

Descripción. — Los procesos tectónicos posteriores, como también la degradación han desintegrado la continuidad areal original del paisaje en tres sectores que se describirán más adelante. Tanto el valle como el médano se han desarrollado en el terreno plioceno del borde occidental de la estructura de San Carlos.

La descripción del sector central, que es más completo y está mejor conservado que los demás y abarca el campo llamado “El Chillante”, situado en la margen oriental del río Tunuyán, frente a la villa de Tunuyán. Sus linderos norte y sur conforman los cursos inferiores del arroyo seco del Divisadero Negro, que desemboca en el graben en Capiz de Abajo y el arroyo seco de los Manantiales, que baja de huayquería al río Tunuyán. La superficie de El Chillante mide unos 160 km².

El área de El Chillante se divide en dos miembros de aspecto geomorfológico distinto. En el poniente, cerca del borde del graben y del río Tunuyán, aparecen cadenas de médanos denominados “Cordón de Toba”, y al naciente yace, adosándose a la huayquería propiamente dicha, un amplio valle decapitado y seco que denominaremos “Valle del Toba”. Ambos términos representan parajes menores geomorfológicos que totalizan una unidad morfogenética para la cual no podría encontrar mejor término que “Región del Toba”.

El Cordón del Toba está integrado por cadenas de médanos separados por valles playos longitudinales anónimos, parecidos y homónimos con el Valle del Toba. Los cordones se tienden en dirección SW-NE. La cadena principal es la oriental y más larga (16 km) y uniforme, mientras que la occidental es algo más corta y está mucho más desmembrada por la degradación. El ancho promedio del cordón mide de 1,0 a 1,6 km. La altura relativa máxima sobre el fondo del valle en el cordón oriental oscila entre 80 y 90 m. Su núcleo conforma una loma constituida por el Terciario y los remanentes de la formación La Invernada (véase perfiles n^{os} 17 y 18); el espesor máximo del médano propiamente dicho no es mayor de 15 a 18 m. Las pendientes de los médanos son suaves y su forma típica es la de montículos, o

una loma de arena eólica, la que ahora no exhibe ninguna diferencia entre la pendiente del barlovento y el sotavento. Se supone, por lo tanto, que se han formado por vientos suaves, en pugna continua con la vegetación, que también ahora cubre el médano con una carpeta continua de arbustos y gramíneas, estas últimas menos abundantes. Los médanos se hallan, pues, inmovilizados y por lo tanto son anteriores a la época actual.

Pasemos una breve descripción del Valle del Toba, que se ha colocado entre el Cordón del Toba y las huayquerías. Es una alargada y amplia depresión, un valle de dimensiones imponentes ($15 \times 4,0$ km), paralelo al Cordón del Toba.

Su fondo, levemente ondulado por los procesos eólicos, está drenado por una red intermitente de arroyos secos, cuyos cursos, en un terreno abierto del valle, son poco definidos. La inclinación general del fondo de este valle es muy suave (0,5 %) hacia el NNE y hacia el curso inferior del río seco de Los Manantiales. Los arroyos secos conducen a veces algo de aguas laminares y también encauzadas de las crecidas, que escurren de la parte alta de las huayquerías y que son captadas en rústicas represas (p. ej. El Molle Chico, Atravesada, etc.). Tengo especial interés en subrayar este hecho de importancia: que ni una gota de ríos cordilleranos puede entrar ahora en la red intermitente actual del Valle del Toba, que se alimenta exclusivamente de las escasas precipitaciones de las huayquerías. El Valle del Toba carece aparentemente de su prolongación originaria hacia el sur. En el mapa se aprecia perfectamente bien que el arroyo seco del Divisadero Negro, que era un tributario del Valle del Toba, tuerce ahora bruscamente con un codo de captación hacia el sudoeste al sistema del graben, haciendo el diseño en lengüeta.

Siguiendo 12 km hacia el sur del codo del arroyo seco Divisadero Negro, no apreciamos ningún relieve equiparable con el paisaje descrito. Sólo en los alrededores de San Carlos renacen ambos miembros en forma inconfundible. Unos 3,5 km al naciente de la nombrada villa asoma de la superficie de un llano la punta boreal de una larga cadena de médanos, que llamemos Cordón de Casas Viejas, que en realidad constituye la segunda fracción grande del Cordón del Toba. Se prolonga unos 12 km hacia el sur, hasta el paralelo de Chilcito, siguiendo luego con interrupciones unos 8 km más hasta los alrededores de la estancia Aguanda. El ancho promedio del cordón único mide 1 km en término medio, y las alturas relativas se calculan

en 15 a 20 m. El cordón revela también un aspecto amorfo, como el sector central, y está cubierto por la carpeta vegetal, muy maltratada por el intenso pastoreo, que abre peladuras cólicas, que siempre remodelan este relieve poco elocuente.

Mirando desde este cordón hacia el poniente podemos observar un amplio valle, que separa el cordón de médanos de Casas Viejas de los primeros asomos de las huayquerías, coronadas por la formación La Invernada y cortados por la falla del Cerro Negro de Capiz. Es un valle seco, muy ancho (3,5 a 4,0 km) y playo, con desagüe intermitente poco definido hacia el norte. La similitud de este sector austral con el sector central es tan patente, que apenas pudiera surgir un escrúpulo respecto de su origen: ambos fragmentos pertenecen al antiguo "Valle del Toba".

Ahora surge el interrogante: ¿Cómo termina el paisaje del valle y del médano en el sur? ¿Cuál es su relación con el sector visible del Valle Extenso?

A tales preguntas debo declarar francamente que, por el momento, no me es posible resolver este problema con alguna exactitud. Ya sabemos, por lo antedicho, que el fondo del Valle Extenso está revestido con una capa de depósito piroclástico pumíceo, que sepulta por completo el relieve anterior y la formación La Invernada. Solamente a título precario se podría inferir que el paisaje ("El valle y el médano") desaparece en esta parcela en forma progresiva debido a la ausencia de condiciones adecuadas, es decir, por la falta de sedimentos eólico-fluviales en este ambiente puramente pumíceo. Algunos médanos embrionales, casi puramente pumíceos, que asoman en el borde del graben, cerca de las Pareditas, son los últimos exponentes del Cordón del Toba en el sur.

Respecto al problema de la prolongación austral del valle del Toba, podemos con mucha posibilidad considerar las terrazas de erosión, cavadas en la formación La Invernada, y el material piroclástico-pumíceo, como cabeceras del valle del Toba en el ambiente del Valle Extenso. Los remanentes de estas terrazas, encontrados en el valle del arroyo de los Papagayos, engranan bien con el valle del Toba, que según mi parecer, jalonan el antiguo valle del Papagayos hacia el dique Medrano. Los fragmentos de este valle del Toba en Casas Viejas y en El Chillante son, pues, sectores abandonados, valles ahora secos o "madrejones" del antiguo colector del arroyo Papagayos.

Pasando del sector El Chillante, hacia el norte, por la represa del

Atravesado y el arroyo seco de los Manantiales, notamos con claridad un cambio muy significativo del panorama. En este sector austral desaparece progresivamente el Cordón del Toba, que en El Chillante rige también como divisoria entre el río Tunuyán y el Valle del Toba. Lo que se conserva con alguna precisión es un nivel aplanado, adosado a la huayquería, que hipsométricamente engrana con el sector del Valle del Toba en el campo El Chillante y sigue hacia el norte hasta el dique de Medrano, situado cerca de la salida del río Tunuyán a la depresión de Mendoza.

La ausencia del cordón del Toba y de la divisoria en el sector boreal no se explica solamente por el desgaste posterior, sino que parece ser un fenómeno primario, relacionado con el progresivo acercamiento y la junta del sistema fluvial del arroyo de los Papagayos y del río Tunuyán, así que ambos canales del drenaje, al juntarse, han estrangulado la divisoria y constituyeron una sola arteria de desagüe.

El borde oriental de este sector del valle del Toba conforma la hilera de mesones, coronados por rodados de la formación La Invernada, con el centro en el cerro Bola, y el borde occidental se debe ubicar en dos costados accidentales del río Tunuyán, a saber, en la punta oriental de la estructura Lunlunta-Barrancas en el paraje El Carrizal de Abajo, cuya parte austral está cubierta también por médanos.

Génesis. — Ya al considerar la formación El Chillante tuvimos ocasión de aclarar que ella constituye el relleno de un antiguo valle de los Papagayos, cavado durante el último ciclo fluvial incompleto. Durante la iniciación de este ciclo en el fondo del Valle Extenso corrían dos colectores fluviales paralelos: el del Papagayos y el del Tunuyán. El primero fue en el valle del Toba, adosado a la huayquería de San Carlos, y el segundo corría más al poniente, estando ambos separados por la divisoria del Cordón del Toba. El arroyo Yaucha era un tributario del río Tunuyán de entonces.

Ambos colectores lograron excavar relativamente pronto amplios valles en el deleznable substrato. Pero el ciclo fue interrumpido por causas no bien definidas, quizás por la sequedad del clima, lo que originó la sedimentación en ambos valles con materia clástico fino y muy fino, que integra las formaciones El Chillante y El Totoral. Sin embargo, pronto este proceso de colmatación de los valles fue otra vez interrumpido por el descenso del graben de Tunuyán. En consecuen-

cia la red de drenaje empezó a transformarse, y con esto cambiaron las condiciones de la sedimentación en distintos sectores del antiguo valle del arroyo de los Papagayos.

En primer término, el descenso del nivel de base local causado por el hundimiento del graben, provocó la desintegración del antiguo sistema fluvial y la incorporación del arroyo de los Papagayos al sistema actual del río Tunuyán. De importancia en este proceso fue el hundimiento desigual del bloque de Casas Viejas. Su rechazo aumenta hacia el norte, hacia Capiz, donde se produjo la desconexión del valle de Casas Viejas del sector del campo El Chillante y se abrió una puerta entre a punta norte del médano de Casas Viejas y El Capiz, por la cual fueron captados y desviados al graben varios arroyos secos del flanco occidental de las Huayquerías de San Carlos. Estos nuevos tributarios desgastaron una parte de médano del Cordón del Toba.

Asimismo por captura incluido el actual arroyo de los Papagayos en el sistema del graben en el sector comprendido entre las estancias de Viluco y Aguanda. De esta manera, la junta del Papagayos con el Tunuyán fue traspuesta unos 60 km al sur aguas arriba de la junta anterior cerca del dique Medrano. Así se estableció el sistema fluvial del río Tunuyán en su forma actual, y otros sectores del valle de los Papagayos quedaron como madrejones secos, expuestos a la deflación.

Volviendo al problema en consideración, comprobamos que el proceso de la desintegración del sistema fluvial del antiguo Papagayos provocó un desarrollo particular de las partes abandonadas por el río del antiguo valle del Toba. Los valles muertos abandonados reciben desde ese momento el aporte detrítico del lado huayqueriano únicamente, donde dominan el limo, arcilla y el detrito volcánico muy fino. El proceso de enarenamiento final del valle abandonado fue uno de los importantes pre-requisitos de la formación de médanos.

Por Kucche y Borzacov (1946, p. 104) sabemos que en verano domina en Mendoza el viento del este y sudeste, mientras que en el invierno el predominante es del sur y la resultante es también del sur. Comparto plenamente el concepto fundado por Bagnold (1954) y Cooper (1958) de que los vientos de un solo rumbo constante apenas pueden formar cadenas transversales estables. Más bien las observaciones de ambos investigadores en los desiertos continentales y médanos costeros, indican la cooperación de vientos cruzados de dos rumbos. El viento resultante mueve la arena a lo largo de la cadena, y los vientos del otro rumbo barren el fondo del valle y los corredores entre las dunas

echando la arena hacia el cordón para el transporte longitudinal. En nuestro caso el aporte de la creciente estival de material arenoso limoso, generalmente fino y tobáceo, al fondo del valle cubierto con rala vegetación, formaban campos semipelados, expuestos al ataque de ráfagas de vientos, que iniciaron el proceso de la deflación del material muy fino fuera de la zona y la expulsión de arena fina y limo del valle de los bordes hacia la divisoria que separaba el valle de Toba del valle del Tunuyán. La movilización de la arena y su avance se efectuaba en constante pugna con la vegetación, que jamás ha sido extirpada. Esta circunstancia permite considerar las dunas de la Región del Toba como médanos fitogenéticos (Phytogenetic dune. Cooper W. S., 1958).

Edad. — ¿Cuándo ocurrió esto? No dispongo por ahora de datos suficientemente fundados para resolver este problema en forma precisa. No me parece ser acertado suponer que la formación del médano y del valle se debió a un más o menos corto y definido lapso de tiempo. Al contrario, el proceso en determinadas condiciones es y fue siempre lento, así que la formación simultánea del médano y del valle ha durado largo tiempo, y quizás con algunas interrupciones perdura hasta la fecha. No sería raro admitir que comenzó con la formación de limos parecidos al loess durante la fase terminal del Pleistoceno, pero la indudable presencia del médano sobre el limo parecido al loess de la Formación El Zampal indica que la formación del médano se prolongó más allá de la deposición de limos parecidos al loess, quizás en el límite del Pleistoceno con la época actual. En comparación con el antiguo medanal de la Meseta del Guadal, los médanos del Cordón del Toba son muy jóvenes.

9. *Planicies loésicas.*

En el perímetro de la zona estudiada se exponen dos áreas de planicies loésicas formadas por la sedimentación de limos parecidos al loess. La primera ocupa el fondo del Graben de Tunuyán y la segunda la cuenca del arroyo Carrizal. Aparte de éstas existen en la zona varias parcelas menores preferentemente en los valles aterrizados.

a) *Planicie loésica del Graben de Tunuyán.* — La planicie loésica está constituida por un manto continuo de limos parecidos al loess, que cubren y sepultan el relieve preexistente. No se aprecia en la superficie del manto ningún relieve de importancia; la topografía es tan suave, que prácticamente se puede hablar de un llano ideal. Solamen-

te a lo largo de los ríos mayores el relieve se acentúa más, a ambos lados del estrecho valle fluvial se ven barrancas abruptas, cortadas en el limo parecido al loess. Las alturas máximas de las barrancas no alcanzan los 20 m, disminuyendo junto con el espesor del manto hacia los bordes del graben. Los interfluvios son endorreicos llanos y de gran extensión en comparación con el insignificante ancho del valle. La planicie loésica es muy joven, tanto en el sentido cronológico como también en el geomorfológico. Es una planicie construccional postglacial que apenas ha entrado en la órbita del último ciclo fluvial. El paisaje tiene todas las características de la juventud incipiente.

b) La planicie loésica de la Cuenca del Carrizal. — Esta cuenca se sitúa en el norte del área estudiada, cubriendo un área de 500 km². Sus límites occidentales están definidos por la Cerrillada de Tupungato y el nororiental por el Cordón de Lunlunta - Carrizal. Hacia el norte pasa sin límites el río Mendoza y engrana con la planicie loésica de la Depresión de Mendoza. En el sudeste existe una comunicación directa de la planicie loésica del Carrizal con la del graben por intermedio del valle aterrizado del río Tunuyán.

La naturaleza de la cuenca del Carrizal no ha sido dilucidada en forma exacta, pero se supone que este bajo se debe a una depresión tectónica parecida al Graben de Tunuyán, quizás también coetánea con él. Pero lo que ha definido la superficie actual de la cuenca es su relleno, constituido por los fanglomerados y otros sedimentos fluviales de la Formación Las Tunas, cubiertos por un manto de limo parecido al loess. La parcela boreal de la planicie loésica del Carrizal es perfectamente llana; su cubierta de limos parecidos al loess yace en la corona de la Formación Las Tunas. Carece de red de drenaje y de relieve. La parcela austral es más estrecha y tiene un desagüe definido por el arroyo del Carrizal que nace en los alrededores del puente de Ugarteche sobre la Ruta 40. La disección de la planicie loésica se limita solamente al curso del arroyo. De lo expuesto se deduce que la planicie loésica de la cuenca del Carrizal todavía se presenta en su aspecto originario de una planicie de acumulación eólica no disectada, por la falta de red de drenaje perenne.

10. *Planicie piroclástica pumícea del Valle Extenso.*

Esta unidad geomórfica nueva, es desconocida hasta la fecha y en apariencia sumamente rara en la superficie de la Tierra. No he encontrado en la bibliografía accesible ninguna información al respecto.

Se presenta al observador como una planicie de origen construccional y en forma de manto continuo de material piroclástico pumíceo que cubre una respetable área (más de 400 km²) del fondo y del flanco occidental del Valle Extenso. Esta cubierta piroclástica, depositada del aire, alcanzó a sepultar el bajo relieve preexistente, tal como suele ocurrir en las planicies loésicas.

El manto piroclástico no tiene espesores diferentes del manto de limo loessoide; en promedio, se le valúa en 8 a 20 m y sólo en casos excepcionales alcanza unos 40 m. En general los espesores merman de la montaña hacia el E y el N. En el límite geomorfológico con la cordillera el manto pierde su continuidad, emitiendo sólo lenguas que ocupan el fondo y las depresiones del relieve montañoso. De esta manera la planicie piroclástica desaparece en la montaña como una unidad geomórfica, y los depósitos piroclásticos restringidos a los bajos del relieve precedente de la cordillera no son más que un detalle menor en un paisaje totalmente distinto. De lo expuesto se evidencia que la planicie piroclástica se ha formado en un terreno abierto y amplio de formas seniles del Valle Extenso, cuyo relieve era muy bajo. En la montaña o en zonas con fuerte relieve, tal unidad geomórfica no se podría formar.

La superficie originaria del manto piroclástico fue una planicie sin topografía apreciable, tal como se conserva todavía bastante bien en los interfluvios de la divisoria entre los arroyos del Papagayos y el Yaucha.

La disección de la planicie piroclástica empezó con la formación del Graben de Tunuyán. A consecuencia de este acontecimiento el nivel de base sufrió un descenso progresivo y con ello inició la reactivación del ciclo fluvial. Las condiciones del desarrollo de este ciclo no pueden apreciarse como favorables; por una parte los arroyos principales eran poco caudalosos y por otra el clima árido. En estas condiciones, el proceso erosivo se relaciona sólo con el descenso del nivel de base local y la erosión retrógrada. La disección de la planicie no es del todo igual, siendo proporcional a la densidad de la red hidrográfica. La parcela principal de la planicie piroclástica pumícea, situada en el fondo del Valle Extenso, revela una disección grosera, efectuada por el Papagayos y el Yaucha, que excavaron valles bastante amplios con una terraza de inundación y algunas terrazas bajas de acumulación. De lo expuesto resulta que el valle alcanzó en esta zona baja la etapa de madurez incipiente mientras los amplios inter-

fluvios quedaron intactos y jóvenes. Es evidente que el desarrollo geomórfico de las divisorias fue retardado en comparación con el acelerado desarrollo del valle. En la parte adyacente a la montaña se aprecie una disección más avanzada de la planicie piroclástica y un relieve más denso y acentuado. La red hidrográfica en esta zona es mucho más densa, lo cual favoreció la disección del manto piroclástico. Los interfluvios son relativamente estrechos y los valles abiertos, así que el desarrollo cíclico es más uniforme; el desarrollo del valle marcha casi parejamente con el de la divisoria.

Los valles excavados en la planicie son generalmente de poca profundidad, ya que el relieve disponible es bajo. Los desniveles máximos acompañan la red de drenaje; la profundidad del valle oscila entre 20 y 30 m, término medio. Las pendientes de los valles son suaves en comparación con las barrancas verticales de la planicie loésico. Sólo en aquellos parajes donde el manto piroclástico lleva en su techo toba aglutinada (ignimbrita), se observan barrancas parecidas a las loésicas.

En resumen, la planicie piroclástica pumícea es una unidad geomórfica simple y genéticamente parecida a la planicie de acumulación eólica. En nuestra zona es de mayor edad que la última, lo que implica su mayor afección por la erosión y por los procesos gradacionales. La planicie piroclástica pumícea del Valle Extenso ha alcanzado la etapa de madurez incipiente.

11. *Huayquería Pedemontana Mendocina.*

Introducción, área y subdivisión. — Bajo la expresión colectiva del epígrafe se reúnen parcelas aisladas del relieve conocido en nuestra bibliografía bajo el nombre de "huayquería", o mal país (bad land). Estas parcelas circundan la gran Meseta del Guadal, formando un rosario de huayquerías, unas con nombre específico, otras no.

La parcela más grande (280 km²) está en la Huayquería de San Carlos, llamada también Huayquería de Tunuyán, dominando los flancos occidentales de la Estructura de San Carlos. Ella está drenada hacia el poniente, hacia el río Tunuyán, que forma su nivel de base local, controlado por el nivel de base general. Otra parecida parcela llamada Huayquería y también Huayquería de Lunlunta y Barrancas se desarrolla en las pendientes boreales de la Estructura de Lunlunta y Barrancas (200 km²) y está drenada por arroyos secos hacia el río Mendoza, ahora casi endorreico.

Frenguelli, como veremos más adelante, negó la existencia de huayquerías en el flanco oriental de la Meseta del Guadal, pero esto es erróneo. Ya según los mapas del I.G.M. hay en esta zona cinco huayquerías parciales arrinconadas. La primera se halla entre el río seco de Zampal y el río seco de las Vacas Muertas, de superficie no menor de 50 km², la segunda entre Vacas Muertas y el río seco del Quemado; la tercera, la Huayquería de la Horqueta (más o menos 80 km²) entre los ríos secos del Agua del Potrero, de los Loros y de la Horqueta; la cuarta entre los ríos secos de Última Aguada y Jagüel del Sur (60 km²), y finalmente la Huayquería del río seco Hondo (30 km²). De esta manera la superficie total de las huayquerías parciales del flanco oriental superan los 200 km². Ellas pertenecen a la cuenca endorreica de la Travesía. En la parte austral de la meseta encontramos dos áreas más de "mal país": la pequeña Huayquería de los Burros (40 km²) ubicada frente a la punta boreal del Bloque de San Rafael, y más hacia el NE la adyacente Huayquería de las cabeceras del arroyo seco Barranca de los Loros (150 km²). Las dos son drenadas hacia el río seco de las Peñas, que muere también en La Travesía endorreica.

En suma, únicamente en la zona del actual estudio, la huayquería típica cubre 800 km² del suelo mendocino. La mayor parte de esta superficie pertenece al drenaje continental, endorreico, de La Travesía.

Aparte del mencionado rosario, existe una huayquería, atípica, llamada a veces "Sierra de Tupungato" adosada al cordón del Plata y la punta austral de la precordillera (Cacheuta). Se tratará este relieve peculiar que se describe junto con el paisaje de las huayquerías, siendo su variedad.

Antecedentes. — En la bibliografía publicada encontramos algunas descripciones orográficas de la topografía de la huayquería. Entre ellas se destaca una breve característica dada por Frenguelli (1930) y una descripción formal de De Carles (1912).

El autor del presente trabajo ha formulado (Polanski, 1954) algunos conceptos sobre el relieve, discriminando una unidad mayor, que denominó "Cerrillada Pedemontana Mendocina" para reemplazar el antiguo e inadecuado término de Stappenbeck "Sierra de Tunuyán". Pero la "Cerrillada" tan definida incluye, como se puede ver por el bosquejo, también la meseta, al igual que lo hizo Stappenbeck en su "Sierra de Tunuyán". Ahora me siento obligado a abandonar el

término creado y usar en el futuro el término “huayquería” o “mal país”, que sin duda está perfectamente bien aplicado y ante todo por su incuestionable prioridad.

Estructura y procesos. — El relieve huayqueriano puede formarse solamente en ciertas condiciones estructurales y geográficas. En la zona pedemontana de Mendoza se forma el mal país como una unidad geomórfica en el ambiente de la vieja cuenca marginal o Depresión de los Huarpes (Polanski, 1954), rellena con una potente pila de sedimentos arcilloso-arenoso de edad terciaria plegados en las postrimerías del Plioceno (Braquianticlinorio de los Huarpes). Los sedimentos más adecuados para la formación de los huaycos son los limos y las areniscas arcillosas con uno que otro banco de ceniza y grava del Tunuyanense. La condición siguiente es, alguna elevación respecto al nivel de base local, lo que implica un relieve disponible modesto. En tercer término cobra importancia fundamental la permeabilidad de la roca o sea su capacidad de infiltración. Justamente en nuestra comarca, el Tunuyanense, desprovisto de vegetación y de cubierta detritica, es casi impermeable o, a lo sumo, de difícil infiltración rápida del agua pluvial. Con esto pasamos a la consideración de los pre-requisitos geográficos.

En primer término, condiciona el modelamiento del mal país, el clima árido y las escasas precipitaciones ocasionales en forma de cortas y espasmódicas lluvias torrenciales, que ocurren en verano. Estas lluvias estivales descargan sobre la superficie desnuda un reducido caudal de agua, pero ella al caer impermeabiliza de golpe la roca. El agua no puede ni infiltrarse pronto ni evaporarse instantáneamente, ni tampoco escurrirse libre en láminas. Por lo visto, no existen allí condiciones para el proceso del lavaje en mantos que, podría cooperar en el modelamiento del relieve en razón de las condiciones de aridez del clima. El caudal entero caído se encauza rápidamente formando una densísima red de avenamiento, un verdadero encaje de la red de drenaje. El caudal y la velocidad aumentan rápidamente aguas abajo en los estrechos cauces; se forma en contados minutos una creciente, una avenida, que con ímpetu arrambla en su camino el material suelto encontrado a su paso en el lecho y amontonado durante la precedente época de sequía. El cauce barrido por una primera avenida, está expuesto ahora a corto plazo a la fase de la erosión linear, que cede pronto con el agotamiento del aporte pluvial. La cola de la agonizante creciente deja el resto de su carga en el fondo

del arroyo seco. El valle queda seco, la erosión fluvial cede por completo su lugar al lento proceso de la abrasión eólica y meteorización desértica de la roca desnuda algo aflojada por el impacto pluvial durante la tormenta. Este impacto afloja el cemento arcilloso y con ello la compactación de la roca del huayco. El material suelto, producido por este proceso de desintegración, cae abajo o repta gravitacionalmente, buscando algún peldaño o el fondo del valle seco, donde espera quietamente el regreso del único agente capacitado a evacuar escombros: la siguiente tormenta y la crecida estival.

La escasísima vegetación de la huayquería se compone de los arbustos y matas xerófilas menos exigentes y más resistentes a la sequedad que buscan asentarse en lugares de miserables filtraciones del agua, agarrándose con sus interminables raíces a las grietas y aguadas diseminadas a considerable distancia. Las aguadas son tan pobres, que raras veces pueden formar un hilito de corriente, que pronto se evapora o se insume, siguiendo adelante algunas decenas de metros en el subálveo.

La falta de cubierta vegetal y la insuficiencia de agua suprimen por completo la vida animal en la huayquería. Ni un rancho puede mantenerse en tal ambiente. La huayquería es la tierra más estéril, desolada e improductiva, el más perfecto desierto del territorio de la provincia de Mendoza, peor que el médano.

Relieve. — La textura del relieve de una huayquería se circunscribe como sumamente densa y fina pero de poca profundidad, se debe a la perfecta y completa disección de la estructura. Ella ha destruido los llanos interfluviales primitivos, convirtiéndolos en divisorias perfectamente definidas, cortantes crestas erizadas de pilares y escalones, que hacen difícil trepar la divisoria a lo largo. La constancia de cumbres se pierde, la divisoria según la clasificación estadal davisiana pasaría, a la madurez incipiente y plena.

Entrando por cualquier arroyo seco, o huayco, en el corazón de la huayquería, nos internamos en una maraña de zanjones, cárcavas y gargantas, en un laberinto intrincado y desolado, en el cual el mejor baqueano pierde la orientación. Las pendientes de estos huaycos forman acantilados, paredones llamados por los moradores "barrancos", abruptos y levemente escalonados, cuando entre los bancos friables se intercalan bancos consistentes de limos, que rompen el gradiente, modelando pequeñas terrazas estructurales. Por todos los rincones

de este laberinto asoman órganos columnares, pilares y guaridas, ya separadas de la barranca, ya pegadas a ellas y en latente peligro de desplome.

Los fondos de los valles son gargantas tan estrechas, que apenas dan paso al guanaco en fuga. Las gargantas se ensanchan algo aguas abajo y especialmente a la salida de la huayquería, donde los arroyos secos logran mayor anchura. Pero ella jamás excede el ancho de la creciente, que va ocasionalmente dejando sus marcas barroas grises, pegadas a las paredes rosadas de la barranca. La acumulación detrítica que yace en este cauce simula una terraza de inundación, pero, en realidad, no es más que la cola de la última creciente, la cual será barrida por la punta de la próxima avenida. La agradación de estos valles secos de la huayquería es puramente mecánica, causada por la rápida pérdida de caudal y velocidad de la cola de la creciente y de ninguna manera un resultado del desarrollo cíclico o sea la maurez de los valles, que en nuestro caso son destacadamente jóvenes.

Las alturas relativas del relieve, o sea la profundidad del relieve huayqueriano, puede cambiar por varias causas locales, como el valor del relieve disponible, la duración del ciclo actuante, etc. El relieve más bajo (20 a 30 m) es propio de las fajas externas del paisaje huayqueriano, que cíclicamente suelen ser más viejas. Las parcelas internas suelen tener el relieve más acentuado y más profundo, con desniveles hasta de 100 m. La poca resistencia del material friable al ataque de procesos exógenos impide automáticamente el crecimiento del relieve alto.

En las cabeceras de los arroyos secos trabaja poco a poco eficazmente la erosión retrógrada completa (fluvial, eólica y meteorización desértica) que conquista siempre nuevas parcelas del relieve anterior para la huayquería en expansión.

Los perfiles longitudinales de los arroyos secos de la huayquería están repletos de escalones y saltos, modelados en la roca desnuda, como ocurre en cualquier valle fluvial muy joven. Cada escalón indica una capa de resistencia. La patente falta del perfil equilibrado en esta estructura friable está, según creo, en directa relación con la resultante intermitencia de la red de drenaje, que retarda el desarrollo del valle en comparación con el adelantado desarrollo de las divisorias.

El relieve huayqueriano desde el punto de vista cíclico, es un bastardo producto de dos ciclos distintos, actuantes simultáneamente: el

ciclo fluvial y el árido. En todo caso estamos frente a un relieve todavía cíclicamente joven.

Diferencias locales. — Merecen una breve consideración algunos detalles locales del relieve huayqueriano. Ya hemos mencionado que en la huayquería de San Carlos se han conservado en algunas divisorias remanentes mesetiformes en escalones en cuya corona descansan fanglomeros de la Farmación Los Mesones y de La Invernada, que protegen las divisorias de la rápida y completa destrucción. Esta cubierta protectora determina el atraso del desarrollo cíclico de la divisoria, que se mantiene joven como el valle mismo, originando así un relieve que corresponde a la juventud regional, donde todos los elementos del paisaje se desarrollan simultáneamente y en armonía, sin complicaciones. Aparte de esto se nota todavía con claridad en los flancos occidentales algún aterramiento preexistente y debido al desvío progresivo del antiguo Papagayos-Tunuyán hacia el poniente. Esta particularidad fue observada por Frenguelli (1930), que menciona peldaños en este relieve sin entrar en pormenores.

Distintos rasgos ostenta la pequeña cerrillada y la huayquería de la Estructura de Tupungato, donde observamos un pasaje gradual de huayquería a joven montaña de erosión; debida al ciclo fluvial exclusivamente, lo que, permite clasificar este relieve con un término original "Cerrillada de Tupungato". Esta peculiaridad del relieve se relaciona en primer término con las diferencias estructurales. En Tupungato afloran preferentemente areniscas, mientras que las areniscas arcillosas y limos que favorecen el desarrollo del mal país retroceden a segundo plano. La roca es más permeable que en las huayquerías típicas. En segundo término, las precipitaciones son mucho más fuertes, lo que favorecen la formación de un pobre suelo y el crecimiento de la cubierta vegetal. La flora es xerófila y raquítica, pero es mucho más densa que en la desnuda huayquería típica. Todo esto influye en la red hidrográfica. Las aguas de las lluvias esporádicas se escurren lentamente en una red mucho más gruesa de avenamiento, que excava sus valles paulatinamente, conservando el perfil transversal en V. Las barrancas ceden su lugar a pendientes más suaves. El relieve se parece al relieve joven del ciclo fluvial. Los procesos desérticos se hallan en esta parcela bastante suprimidos.

Edad. — No cabe la menor duda que el relieve de las huayquerías es relativamente muy joven. En los interfluvios se han conservado en

algunos sectores al respecto. Así que en la huayquería de San Carlos quedan en los interfluvios remanentes de las dos formaciones del Pleistoceno inferior (Les Mesones y La Invernada) que en forma terminante denuncian su edad posterior. Por otra parte, la presencia habitual del médano en las divisorias abogaría una edad aún menor, tardío-pleistocena, hasta quizás postglacial. Así que los posibles límites caben entre el Pleistoceno medio y el superior. Quizás exista una relación causal entre la época de acumulación de limos parecidos al loess y médanos y la formación del mal país, durante la acentuada aridez de esta fase final del Pleistoceno y del Postglacial.

12. *Abanico de Anchoris.*

Se trata de una planicie abanicoforme de destrucción que descende desde la Cerrillada de Tupungato hacia el cauce antecedente del río Tunuyán, entre La Estancada y el Carrizal. La parte adyacente a La Estancada tiene tres niveles escalonados, sembrados por gravas redepositadas por los arroyos secos. Estas gravas son productos de la desintegración de Los Mogotes. El escalón más bajo en Zapata pertenece, sin duda al complejo del relleno de graben. El escalón próximo hacia Anchoris se halla a alturas entre 870 y 880 m, pudiéndosele equiparar con el llamado Segundo Nivel, y el más alto (910-940 m) parece indicar la divisoria entre El Carrizal y el río Tunuyán. La superficie flabeliforme no presenta ningún relieve de importancia. Las divisorias entre los ríos secos son llanos interfluvios, con una que otra protuberancia muy achatada o un médano amorfo. Vale la pena destacar que la red de drenaje intermitente es paralela. Los arroyos secos, que desembocan en el río Tunuyán, fluyen por valles muy playos y conducen sólo aguas de crecientes, cargadas con detritos y, por lo tanto, cuya corriente no ejerce trabajo alguno erosivo; antes bien, deja en los lechos una cola sedimentaria.

Debo dejar constancia de que la insuficiencia de exploración no permite todavía sacar conclusiones sobre la estratigrafía y geomorfología de este paraje, que esconde algunos secretos mayores, especialmente en materia de hidrogeología. Pero, si con todas las reservas del caso, queremos intentar una probable interpretación genética respecto de esta superficie, observamos una llamativa similitud con las áreas pedimentadas.

13. *Relieve volcánico.*

En la zona pedemontana de Mendoza considerada aquí, el relieve volcánico desempeña un papel muy subordinado. Los volcanes aparecen sólo en el sur y en forma aislada, en distintas clases de relieve. Jamás llegan a formar un paisaje volcánico, donde este tipo de relieve es dominante, como por ejemplo, en la Payenia, situada al sur del Diamante (Polanski, 1954). Se consideran, pues, los volcanes como parajes o rincones geomorfológicos, o sea detalles menores en una unidad cuyo génesis se debe a otros procesos no volcánicos.

III. CONSIDERACIONES FINALES

Cada sistemática natural procura discriminar varias unidades taxonómicas, agrupando así las formas simples en unidades más grandes, más complejas.

Un interesante ensayo de regionalización geomorfológica hallamos en un artículo de Ledebev (1961), publicado en una revista poco accesible, lo que me induce a una breve exposición de su pensamiento.

Ledebev discrimina cinco unidades geomorfológicas en orden taxonómico decreciente: país-territorio-provincia-distrito-región con subregiones (parajes o rincones) geomorfológicos.

En la configuración de las primeras tres unidades, el factor estructural, las fuerzas endógenas, son más decisivas y resaltantes que los procesos exógenos, geográficos, que no están en condiciones de borrar por completo la forma construccional primitiva. Estas unidades son realmente morfoestructuras.

En las dos unidades restantes, los procesos exógenos son más efectivos y decisivos en la formación del paisaje que los endógenos. El factor estructura en estas unidades queda en la sombra. Vemos, pues, que en este modo de ver las cosas se refleja la íntima conexión de las propuestas unidades con la estructura.

El *país geomorfológico* es una unidad de primer orden que abarca gran parte de un continente o del fondo marino y que corresponde a las más grandes estructuras de edad cenozoica, cuyos diversos relieves de distinta intensidad y de distinto grado de diferenciación, reflejan ostensiblemente la historia tectónica del país.

Me imagino que en nuestro continente, a la categoría de un país geomorfológico pueden aspirar: Los Andes, Patagonia, Pampasia, etc. El país se divide en *teritorios geomorfológicos* que son todavía parcelas grandes, pero tectónicamente más simples que el país geomorfológico. El territorio se discrimina sobre la base de un relieve particular y uniforme, producto de uno solo o más factores exógenos, que esculpen el relieve. De esta manera ya cobran importancia como criterios de la regionalización los procesos geográficos o exógenos que sin embargo no suprimen la preponderancia del factor estructural, todavía decisivo. En la designación de la categoría de territorio geomorfológico deben tenerse en cuenta algunos factores adicionales, como por ejemplo, la litología, diferencias estructurales y el desarrollo geomorfológico durante el Pleistoceno.

Aplicando estos elementos de juicio a la cadena montañosa de los Andes quizás podríamos discriminar los siguientes territorios: *cordilleras*, con el relieve de una alta montaña; *altiplanos*, con un relieve más o menos mesetiforme; luego, *depresiones intermontáneas*, con relieves elaborados en los sedimentos continentales no consolidados, y por fin, una faja de *sierras cisandinas*, del relieve montañoso joven y relativamente bajo.

La tercera unidad es la *provincia geomorfológica*. Es una área geomorfológica todavía de dimensiones considerables. Aparte de la destacada importancia de la estructura que es siempre simple, como también de las peculiares litológicas y el desarrollo neotectónico durante el Pleistoceno, se debe apreciar como cooperante en gran escala el factor geográfico. Así que en la provincia geomorfológica los criterios geológicos y geográficos de la división son ya casi de igual valor diagnóstico. No sé si interpreto en forma correcta las escuetas definiciones de Lebedev, ya que los criterios no son bastante bien separables entre las distintas unidades vecinas. Concretando en lo tocante al país montañoso de nuestro continente podríamos discriminar, a título de ensayo, las siguientes unidades geomorfológicas:

País	Territorio	Provincia
Los Andes	Cordilleras	<ol style="list-style-type: none"> 1. Cordillera Frontal 2. Precordillera 3. Cordillera Principal 4. Cordillera de la Costa 5. Cordillera Real, etc.
	Altiplanos	<ol style="list-style-type: none"> 1. Puna 2. Altiplano 3. Corredor intercordillerano del Ecuador
	Depresiones intermontaña:	<ol style="list-style-type: none"> 1. Alto Tunuyán 2. Valle de los Patos 3. Valle del Cura 4. Valle longitudinal de Chile, etc.
	Sierras cisandinas	<ol style="list-style-type: none"> 1. Sierras subandinas 2. Zona pedemontana mendocina, etc.

Pasamos al segundo grupo de unidades menores.

Distrito geomorfológico es una fracción del territorio o de la provincia geomorfológica. El factor estructural es ya de secundaria importancia y muy borrado por los procesos exógenos. El distrito debe tener un relieve uniforme, tanto en el sentido genético como en el morfológico. La base de la clasificación debe ser amplia, valorizando particularidades litoestructurales, la historia de la formación del relieve, su edad y génesis.

Ahora bien: ¿cómo deberíamos dividir la provincia geomorfológica pedemontana de Mendoza? Siguiendo las ideas de Lebedev, tendríamos que discriminar tres distritos geomorfológicos, es decir:

1. Faja pedemontana interna
2. Depresión longitudinal del Campo del Bajo
3. Elevación pedemontana externa.

Región geomorfológica. Según Lebedev, es una unidad taxonómica más simple cuyo relieve consiste en una o dos formas del paisaje, que son producto de las fuerzas exógenas solamente, en las montañas pueden estimarse como regiones, p. e., una cresta englazada de

la sierra, en llanuras un valle con un juego de terrazas, etc. La subdivisión de nuestros distritos daría tales unidades básicas o regiones:

Provincia	Distrito	Región	Paraje (rincón)
Pedemontana mendocina	Faja pedemontana interna	1. Pedimentos antiguos 2. Bajada del Diamante 3. Bajada al Graben 4. Cerrillada del Tupungato	Volcanes Anfiteatro del Diamante
	Depresión longitudinal del Campo del Bajo	1. Valle Extenso 2. Región del Toba 3. Planicies loésicas 4. Planicie piroclástica 5. Abanico de Anchoris	
	Elevación pedemontana externa	1. Meseta del Guadal 2. Pedimento joven del Campo de las Aguadas 3. Huayquerías (Mal País) 4. Peneplanicie exhumada del Bloque de San Rafael	Volcanes y formas hidrotermales

Faja pedemontana interna con las siguientes regiones: pedimentos, bajadas y la Cerrillada de Tupungato (huayquería).

La depresión longitudinal con 5 regiones: Valle Extenso, Región del Toba, Planicie piroclástica-pumícea, Planicies loésicas y Abanico de Anchoris.

La elevación depemontana externa debería tener las siguientes regiones: Peneplanicie exhumada del bloque de San Rafael, Meseta del Guadal, Pedimento joven de las Aguadas y las Huayquerías. De ser necesario y útil, se discrimina también una subregión, o sea un paraje o rincón geomorfológico, que según lo poco que se conozca de ellos sean solamente detalles no esenciales de una unidad, quizás rasgos adicionales y decorativos, como por ejemplo un volcán aislado en un relieve destruccional o construccional, pequeñas formas debidas al hidrotermalismo, quizás la superficie de una corriente de barro, etc.

Por supuesto, no siempre deben y pueden coexistir en un área todas las unidades taxonómicas. Lebedev deja entrever que un terri-

torio puede ser dividido en provincias o directamente en distritos, así que algunas unidades intermedias serían eliminables del esquema. Esto da al esquema una elasticidad muy útil en los comienzos de una sistemática.

Resumiendo, podemos decir que las diversas unidades morfogenéticas reconocidas en la zona estudiada no caben en la clasificación de Lebedev en una sola unidad taxonómica, sino que se distribuyen entre el distrito y la región, pero todas totalizan una provincia geomorfológica bien sentada a pesar de su acentuada diferenciación.

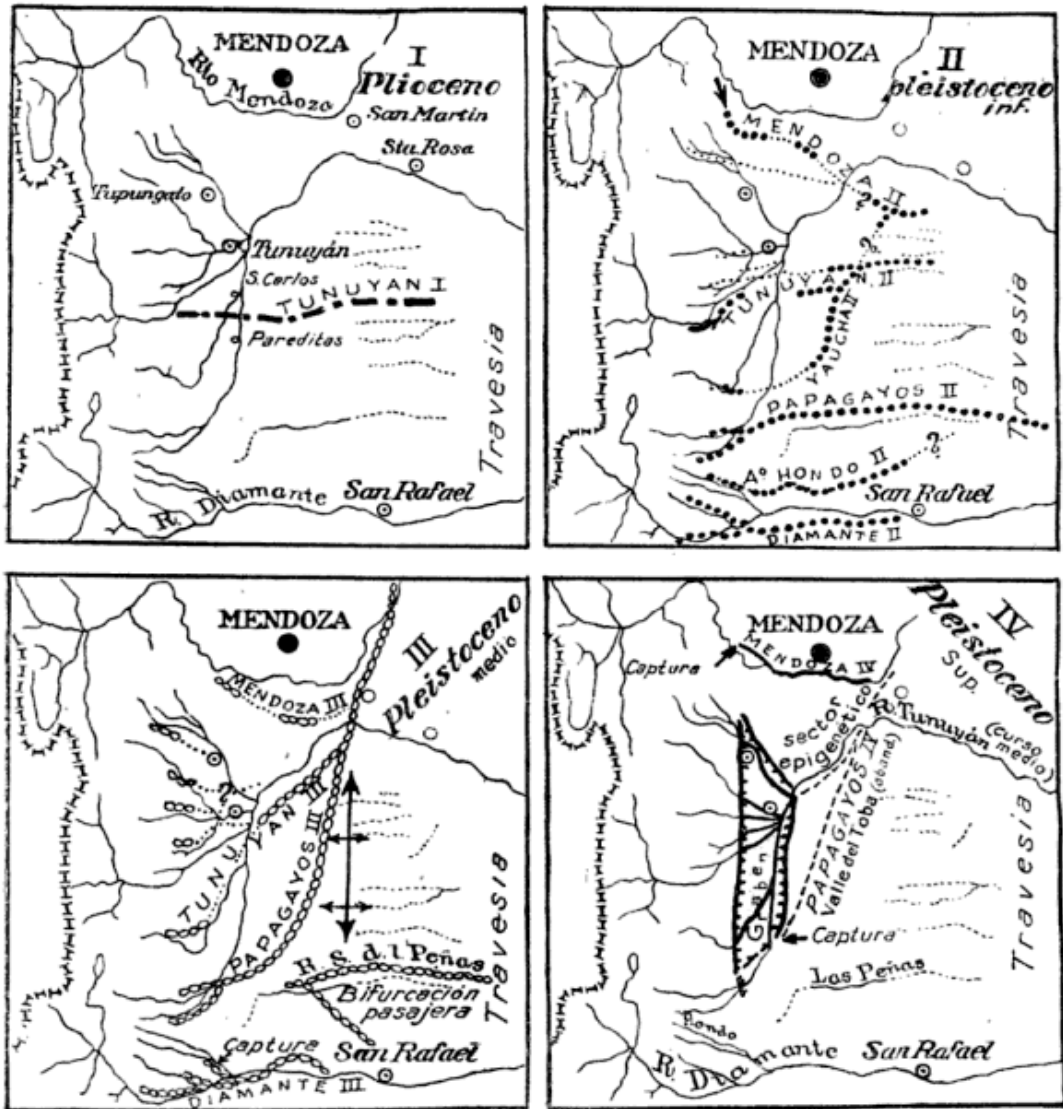
En el actual estado de la investigación, todavía no se puede apreciar en forma definitiva la utilidad de una u otra regionalización geomorfológica. Sería conveniente acreditar la utilidad de la sistemática de Lebedev en una tentativa de regionalización del segundo gran país geomorfológico de nuestro suelo: La Pampasia.

D. HISTORIA DE LA RED HIDROGRAFICA DE LA ZONA

(Véase el mapa geológico y el Bosquejo n^o III)

La historia de la red de drenaje del sistema del actual río Tunuyán está escrita en la estratigrafía y geomorfología de la zona. Los documentos utilizables para la reconstrucción de los repetidos cambios de su curso se presentan en sedimentos identificables como relleno de antiguos cauces. Ellos afloran aisladamente en remanentes que han escapado a la degradación posterior. La reconstrucción de la red del mencionado lapso de tiempo se basa en los principios generales de la reestructuración paleogeográfica y en algunos casos en la verificación petrográfica. Así, por ejemplo, en el actual sistema del río Tunuyán se hallan rodados de rocas mesozoicas de la Cordillera Principal, de vez en cuando con restos de amonites, pero solamente en aquellos antiguos cauces de ríos que nacen en dicha Cordillera. Los demás, que se originan en la estructura variscica de la Cordillera Frontal, carecen por completo de clastos de rocas mesozoicas. Otro ejemplo parecido nos lo ofrece el granulado pumíceo que se halla en antiguos sedimentos del curso inferior del río Mendoza, que en la llanura tuerce hacia el norte, hacia el río San Juan. De esto se desprende, en forma ambigua, que durante un tiempo el río Tunuyán fue tributario del río Mendoza, ya que el granulado no aflora en la zona del curso torrentoso y del valle del último. Algunos cursos han sido dibujados en el bosquejo en forma arbitraria a causa

de escasez de afloramientos disponibles. El adjunto bosquejo n° III interpreta los sucesivos cambios de curso de los ríos principales de la zona en sus cuatro etapas del desarrollo histórico.



Bosquejo N° III

I. PLIOCENO

No cabe la menor duda que, durante el Plioceno, la red hidrográfica de la Cordillera Frontal estaba orientada hacia el naciente, hacia la Depresión de los Huarpes y La Travesía. Los cursos individuales de esta red de drenaje no son identificables, excepto el curso del primitivo río Tunuyán, cuyo lecho ha quedado relleno con el Cenoglomerado del Quemado, que es un excelente sedimento guía.

Esto sería el "Tunuyán I" de edad pliocena. (Para más detalles, véase Polanski, 1961).

II. PLEISTOCENO INFERIOR

Desde la fase principal del movimiento neotectónico el Braqui-anticlinorio de los Huarpes fue biselado coetáneamente por la degradación desértica en forma de la planicie nacida vieja de la Meseta del Guadal y de pedimentos coalescentes en la zona proximal a la montaña. Este lapso se destaca por la predominancia absoluta de la degradación y, por lo tanto, carecemos de sedimentos coetáneos *in situ*, que pudieran jalonar los antiguos cursos de la red de drenaje. Se puede solamente suponer que esta red de drenaje era paralela y consecuente respecto a la pendiente regional desde la Cordillera hacia La Travesía.

En el Pleistoceno inferior asciende la bóveda de la Cordillera y en el bajo pedemontano, los ríos comienzan la agradación fluvial de envergadura. En la zona proximal a la montaña se han formado abanicos coalescentes constituídos por los fanglomerados de la Formación Los Mesones donde la identificación de los cursos individuales no es fácil; pero alejándonos de la Cordillera hacia el naciente, apreciamos grandes áreas de interfluvios libres de agradación fluvial, lo que posibilita ya una tentativa de reconstrucción de la red hidrográfica de entonces.

Observamos a simple vista que, a principios del Pleistoceno, el actual sistema del río Tunuyán no existía todavía como tal; más bien la zona disponía una red de drenaje aproximadamente paralela dirigida de oeste a este, cruzando el Bloque de San Rafael y la Estructura de las Huayquerías de San Carlos hacia La Travesía. En el sur, el río Diamante corría más o menos como ahora, pero su tributario, el arroyo Hondo, se desviaba hacia el ENE probablemente hacia el actual arroyo Seco de las Peñas, que en esta época tenía sus nacientes en la Cordillera, en el curso torrente del arroyo de los Papagayos. El Papagayos II tenía, pues, un curso paralelo al del río Diamante.

El río Tunuyán fluía probablemente también hacia el este, atravesando la Estructura de las Huayquerías de San Carlos en el sector Pampa del Muerto — Pozo de Y.P.F. "Atamisqui"-El Quemado — y la loma Negra. Tenía afluentes, y entre ellos el Yaucha, que se juntaba con Tunuyán II en las huayquerías cerca del Pozo Atamisqui. El río Mendoza corría en las cumbres de la estructura de Tupungato,

siguiendo por la loma de Lunlunta hacia las lomas Puntudas, situadas en la punta N de la estructura de San Carlos. Este trayecto del río Mendoza II siendo muy fragmentoso precisaría un estudio más detallado.

III. PLEISTOCENO MEDIO Y PRINCIPIOS DEL SUPERIOR

A fines del Pleistoceno inferior y principios del medio, durante la fase neotectónica póstuma el abovedamiento de la Cordillera y de la Estructura de San Carlos, junto con el descenso sinclinal de la zona intermedia, llamada Campo de Abajo, produce grandes y esenciales cambios en el curso de los ríos de la zona.

La red paralela y consecuente anterior en la zona del río Tunuyán no se hallaba en condiciones de cortar la ascendente bóveda de la estructura de San Carlos y fue desviada gradualmente hacia el norte, juntándose con el Papagayos cerca del dique Medrano. Los ríos grandes, el Mendoza, como también el Diamante, pudieron mantener su curso anterior por dos razones: en primer término eran más caudalosos y por lo tanto estaban dotados de mayor poder erosivo; en segundo lugar el solevantamiento en la punta austral y boreal del braquianticlinorio era más bien insignificante en comparación con ascenso más fuerte en el sector central del braquianticlinal de San Carlos.

De tal manera, el movimiento neotectónico póstumo provocó los desvíos fluviales y la formación de la *primera red paralela a la montaña*, o sea el primer esbozo del actual sistema del río Tunuyán; este nuevo curso corresponde al río Papagayos III y Tunuyán III.

Esto ocurrió en el Valle Extenso del Campo del Bajo. Los detritos traídos por los ríos andinos y huayquerianos colmaron el fondo del Valle Extenso con potentes acumulaciones de la Formación La Invernada. Durante el subsiguiente ciclo de degradación, sólo hubo pequeños desvíos del Papagayos y del Tunuyán de su curso primitivo (III) hacia el anterior de la zona en descenso, o sea hacia el eje del Campo del Bajo corriendo por las posiciones marcadas en el bosquejo n^o III. Este proceso se originó a consecuencia del ascenso general de la zona ocurrido durante la primera etapa de la fase final del movimiento neotectónico. El producto geomorfológico de este episodio es el Valle del Toba (o sea Papagayos IV) y también la posición nueva del río Tunuyán IV y actual en el trayecto Estacadas-Dique Benegas.

IV. PLEISTOCENO SUPERIOR

Los últimos cambios se produjeron durante la fase neotectónica final, que afectó gravemente la faja intermedia, el Campo del Bajo. Se hunde el Graben de Tunuyán, se fracturan las estructuras de Tupungato y de Lunlunta, y quizás descendiende también la Depresión de Mendoza.

Las consecuencias de estos acontecimientos se presentan en subsiguientes desvíos y capturas.

El graben quedó colmatado por la sedimentación pluvial, y todos los ríos, dentro de su perímetro, fluyen por cursos nuevos, posteriores a la fracturación y la colmatación.

De ellos el Anchayuyo-Estacada y el sector del Tunuyán comprendido entre La Estacada y la estancia de Aguanda obedecen a las fracturas, mientras que los demás ríos andinos corren por la superficie de la Bajada Joven al Tunuyán. Importantes capturas ocurrieron a el fondo del graben. El curso superior del Papagayos fue capturado raíz del descenso del nivel de base local de la erosión, constituida por cerca de la Aguanda, y el resto de su curso inferior quedó en seco — como un valle decapitado y seco — Valle del Toba. Menores capturas cerca de Capiz desviaron el arroyo seco del Divisadero Negro y el de la Represa, antiguos tributarios del Papagayos III-IV, hacia el actual curso del Tunuyán.

Un importante desvío se produjo también en el sistema del río Mendoza, que hasta ese momento corría rodeando desde el sur la punta de la Precordillera. Un arroyo de la montaña, rejuvenecido por el probable descenso del nivel de base de la Depresión de Mendoza, alcanzó con su cabecera retrocedente a captar el río Mendoza en el lugar situado al E de Potrerillos y desviarlo por la actual garganta de Cacheuta. Es así, pues, que el curso entre Potrerillos y el codo cerca de la villa San Martín es muy nuevo.

El Diamante logró mantener su curso primitivo, Diamante II, hasta la fecha, a pesar del ascenso del bloque de San Rafael: su antecedencia es patente.

Por la historia expuesta aquí considero que queda esclarecido en forma fidedigna el extraño hecho de que el río Tunuyán sea el único que, al salir de la montaña, tuerce fluyendo paralelamente a la sierra y no sigue su curso hacia el nacimiento, como los demás grandes canales cordilleranos de la vertiente atlántica.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDERSON, E. M. 1951. *The Dynamics of Faulting and dyke formation with application to Britain*. Edinburg. Oliver and Boyd.
- ANTONIETTI, C. E. 1956. *Descripción geológica de la Hoja 2-4c (Cerro Cacheuta)*. Inéd. Dir. Nac. Geol. y Minería.
- ANUARIO 1952. *Síntesis estadística y geográfico-económica*. Inst. Invest. Económ. y Tecnol. Mendoza.
- ARMANDO, V. 1949. *Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Dto. de Tunuyán entre río Palomares y el Cordón del Marmolejo al N del río Tunuyán*. Tesis inéd. Univ. La Plata N° 150.
- BAGNOLD, R. A. 1954. *The physics of blown sand and desert dunes*. London.
- BELOUSSOV, V. V. 1959. *Types of folding and their origin*. Intern. Geology Review. Vol. 1 N° 2.
- BENIOFF, H. 1954. *Orogénesis and deep crustal structure—additional evidence of seismology*. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 65.
- BOEHM, K. E. 1938. *Informe al plano geológico-topográfico en escala 1 : 25.000 de la zona entre el Río Salado-Río Atuel*. Inéd. Y. P. F.
- 1939. *Informe a los planos geológico-topográficos de la zona del « Río Diamante » en escala 1 : 100.000 y de la zona « Co de la Brea-Río Diamante » en escala 1 : 25.000*. Inéd. Y. P. F.
- BORDAS, A. F. 1957. *Argumentos paleontológicos y climáticos para establecer relaciones estratigráficas del Pleistoceno-Holoceno de Argentina*. Ameghiniana. Tomo I, N° 1-2.
- BOURCART, J. 1955. *Réflexions sur l'orogénèse Quaternaire*. Geol. Rund. Bd. 43.
- BRACACCINI, O. 1946. *Contribución al Conocimiento Geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina*. Inf. Petr. Reimpresión.
- BAULIG, H. 1957. *Peneplains and pediplains*. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 68.
- BAKER, C. L. 1951. *Pediment broadening in South Dakota badlands (abstr)*. Bull. Geol. Soc. Am. v. 62.
- CALDENIUS, C. 1932. *Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego*. Dir. de Min. Geol. Hidrog. Pub. N° 95 Bs. As.
- CLIMATIC CHANGE 1960. *Evidence, Causes and Effects* Symposium Harvard Univ. Press. Cambridge.
- CASTANY, G. 1955. *Plissements Quaternaires dans la region de Gafsa et le sud Tunisien*. Geol. Rund. Bd. 43.
- CLOOS, H. 1928. *Bau und Bewegung der Gebirge*. Berlin.
- CORTE, A. E. 1957. *Sobre geología glacial pleistocénica de Mendoza*. Univ. Nac. de Cuyo. Anal. Depart. Investig. científ. (D. I. C.) T. II, Fasc. 2. Mendoza.
- COOPER, W. S. 1958. *Coastal sand dunes of Oregon and Washington*. Geol. Soc. Am. Memoir 72.
- COTTON, C. A. 1955. *Peneplanation and pediplanation*. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 82.
- 1942. *Climatic Accidents*. Wellington.
- 1948. *Landscape. As developed by the processes of normal erosion*. 2ª. ed. rev. London.
- CRÍADO ROQUE, P 1950. *Consideraciones generales sobre el Terciario del Sur de la Prov. de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg. t. V, N° 4. Bs. As.

- CRIADO ROQUE, DE FERRARIIS, MINGRAMM, ROLLERI, SIMONATO, SUERO, 1960. *Cuencas Sedimentarias de la Argentina*. Bol. Inf. Petrol. N° 320.
- DAVIS, ST., KARZULOVIC, K. J. 1961. *Deslizamientos en el Valle del río San Pedro Prov. de Valdivia Chile*. Univ. de Chile. Inst. de Geología Publ. N° 20.
- DE CARLES, E. 1912. *Ensayo geológico descriptivo de las Huayquerías Del Sur de Mendoza (Depto. de San Carlos)*. Anal. de Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires. t. XXII.
- DE FERRARIIS, 1939. *Las estructuras de Tunungato y el Refugio*. Bol. Inf. Petr. N° 180.
- DESSANTI, R. N. 1946. *Hallazgo de depósitos glaciales en las Huayquerías de San Carlos*. Rev. Asoc. Geol. Arg. t. I, n° 4.
- y BASSI, H. 1947. *Informe geológico minero sobre el yacimiento de granulado de pómez. Yaucha. Dto. San Carlos. Mendoza*. Inéd. Dir. Nac. Min.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante*. Bol. 85. Dir. Nac. de Geol. y Min.
- EMILIANI, C. 1955. *Pleistocene Temperatures*. Journal of Geol. Vol. 63 N° 6.
- ENGELN VON, O. D. 1948. *Geomorphology*. New York.
- EWING, M., DONN, W. 1956-58. *The Theory of Ice Ages*. Science 1956 vol. 123 N° 3207; 1958. Vol. 127, N° 3307.
- FERUGLIO, E. 1932. *Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas de la región del Golfo de Jorge (Patagonia) y en las Huayquerías de Tunuyán (Mendoza)* Gaea IV, N° 2, B. A. 1932-35.
- E. 1946. *Sistemas orográficos de la Argentina*. Geografía de la Rep. Argentina « Gaea » T. IV.
- FIDALGO, F. 1958. *Estratigrafía y tectónica del Carbónico de las Cabeceras del río Tunuyán*. Tesis. Inédita Mus. La Plata y Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XIII.
- FISHER, R. V. 1961. *Proposed Classification of Volcaniclastic sediments and rocks*. Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 72. N° 9.
- FLINT, R. F. 1957. *Glacial and pleistocene geology, (by) Richard Foster Flint (and) Henry Barnard Davis*. New York, J. Wiley and Sons.
- 1961. *Geological Evidence of Cold Climate*. Descript. Paleoclimatology.
- FOSSA, MANCINI, E. 1937. *Una falla actualmente activa en las Lomas de Lunlunta (Mendoza)*. Bol. Inform. Petrol. N° 160 (1937).
- 1937. *Las investigaciones geológicas de Y. P. F. en la Provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigráfica regional*. Bol. Inform. Petr. N° 154.
- FRENGUELLI, J. 1957 *Neozoico*. Gaea II/3.
- 1930. *Geosinclinali continentali*. Estr. dal Bol. Soc. Geol. Ital. Vol. XLIX, 1.
- 1930. *Las Guayquerías de San Carlos en la Prov. de Mendoza*. Publ. 9, Dpto. Extensión Univ., Univ. Nac. Litoral, Santa Fé.
- 1934. *Diatomeas del Plioceno superior de las Huayquerías de San Carlos (Prov. de Mendoza)*. Rev. del Museo de La Plata, 1934.
- GERASIMOV, I. P. y MARKOV, K. K. 1939. *The Glacial period in the territory of U. R. S. S. Moscú*.
- 1939. *Chetvertinnaia geología*. (Geología del Cuaternario), Moscú.
- GERTH, H. 1941. *Geologie Südamerikas*. 3d. 1/3.
- 1955. *Der geologische Bau Südamerikanischen Kordillere*. Geologie von Südamerika 2er. Band. Verlag. Borntraeger. Berlin.

- GLANGEAUD, L. 1955. *Les déformations plioquaternaires de l'Afrique du nord*. Geol. Rund. Bd. 43.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. 1944. *Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina*. Notas del Museo de La Plata. Tomo IX. Geología N° 35.
- 1950. *Geologic Cross section of the Cordillera de Los Andes at about Parallel 33° L. S.* Bull. Geol. Soc. Am. 61.
- y TERUGGI, M. E. 1952. *Léxico Sedimentológico*. Museo Arg. de Cienc. Nat. « Bernardino Rivadavia ». Publ. de extensión cult. y didact. N° 6.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. E. 1958. *Volcán liparítico del Cordón de las Delicias*. Manuscrito Dir. Nac. Geol. y Min.
- 1961. *La petrografía del Cerro Tupuugato y de otras rocas efusivas de la región*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XVI/3-4.
- GROEBER, P. 1929. *Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Gral. Minas Geol. Hidrol. Publ. 58.
- 1939. *Mapa geológico de Mendoza*. Physis : T. XIV N° 46 B. A.
- 1944. *Movimientos tectónicos contemporáneos y un nuevo tipo de dislocaciones*. Notas del Museo de La Plata T. IX Geología N° 33.
- 1947. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. II, 2.
- *Resumen preliminar de las Observaciones Realizadas en el Viaje a la Región al Sur de la Bahía Blanca*. Notas Museo de La Plata. T. XIV. Geol. 57.
- 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'*. Rev. Instituto. Nacional de Investigaciones de Ciencias Naturales (Museo Argentino Bernardino Rivadavia) Cien. Geol. T. I N° 5, Buenos Aires.
- 1952. *Glacial Tardío y Postglacial en Patagonia*. Rev. del Museo Municipal de C. Naturales de Mar del Plata, Vol. I, Entr. 1.
- 1952. *Mesozoico*. Geogr. de la Rep. Argentina T. II. Gaea. Soc. Arg. de Estud. Geogr. B. Aires.
- 1954. *Bosquejo Paleográfico de los glaciares del Diamante y Atuel*. Rev. de la Asoc. Geol. Arg. IX N° 2.
- GUIÑAZU, J. R. 1962. *La glaciación pleistocena en la región sudeste de Mendoza*. Anales Primeras Jornadas Geol. Argentinas. T. II 96-102.
- HARRINGTON, H. J. 1945. *Las corrientes de barro (mud flows) de « El Volcán » Quebrada de Humahuaca, Jujuy*. Rev. Asoc. Geol. Arg. I, N° 2.
- 1956. *Argentina, en Handbook of South American Geology*. Geol. Soc. America. Memoir 65.
- HERRERO DUCLOUX, A. 1949. *Descripción geológica de las Hojas El Nihuil (28c) y Estación Soitue (28d) según el levantamiento efectuado por E. L. Padula*. Inéd. Y. P. F.
- e IRIGOYEN, M. 1952. *Observaciones geológicas en la zona del Cerro Papal, prov. de Mendoza*. Rev. Asoc. G. Arg. 1952 T. VII.
- HOLMES, A. 1952. *Geología Física*. Barcelona.
- HOWARD, A. D. 1959. *Numerical system of terrace nomenclature*. Jour. of Geol. Vol. 67, N° 2.
- ILLIES, H. 1960. *Geologie der Gegend von Valdivia, Chile*. Neues Jahrb. fur Geol. u Paliönt. Bol. 111.

- KNOCHE, W. y BORZACOV, V. 1946. *Clima de la República Argentina. Geograf. de la Rep. Argentina*. T. V. B. A. Gaea.
- 1957. *Clima de la República Argentina. Geografía de la Rep. Arg.* T. VI Gaea.
- KOBAYASHI, T. 1955. *Up and down movements now in action in Japan*. Geol. Rund. Bd. 43.
- KRAGLIEVICH, L. 1934. *La antigüedad pliocena de las faunas de Monte Hermoso y Chapadmalal*. « El Siglo Ilustrado », Montevideo.
- KRAUS, E. 1951. *Vergleichende Baugeschichte der Erde*. Berlin. Akademie verlag.
- 1960. *Definición und Wesen des Orogens*. Geol. Rundsch. Bd. 50.
- KRUMBEIN, W. C. y SLOSS, L. L. 1955. *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco.
- KULCZYNSKI, ST. 1935. *Torfy Polesia*. Travaux de Bureau pour desechment de Polesie. Brest Litowsk.
- LAHEE, F. 1941. *Field Geology*. New York.
- LEBENDE TEKTONIK, 1955. (*Tectonique Vivante*). Geologische Rundschau Bd. 43/1.
- LEVEDEV, V. G. 1861. *On the principles of geomorphological regionalization*. Vestnik Mosc. University. Ser. V. Geography. N° 2.
- LLIBOUTRY, LUIS 1956. *Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología*. Santiago de Chile, Ed. de la Universidad.
- MASAROVICH, A. N. 1938. *Istoricheskaja Geologia*. Moscú.
- METZ, K. 1957. *Lehrbuch der Tektonischen Geologie*. Stuttgart.
- OBRUCHEW, V. A. 1948. *The fundamental features of the kinetics and plastics of Neotectonics*. Inter. Geol. Congr. London. Part. XIII.
- PANNEKOEKK, A. J. 1960. *Postorogenic History of Mountain Ranges*. Geol. Rund. Bd. 50.
- PASCUAL, R. y BONDESIO, P. 1961. *Un nuevo Cardiatheriinae (Rodentia Hydrochoeridae) de la Formación Monte Hermoso (Plioceno Superior) de la Prov. de Bs. As. Ameghiniana*, II (6).
- PASCUAL, R. 1962. *Un nuevo Caviinae (Rodentia, Caviidae) de la Formación Arroyo Chasicó (Plioceno inferior de la Prov. de Buenos Aires)*. Ameghiniana, II (9).
- PAVLOVSKIY, YE. V. 1959. *Zones of pericratonic subsidences, Platform Structures of the first orden*. Izvestiya of the Acad. of Sc. of the U. R. S. S. Geol. Series.
- PENCK, W. 1953. *Morphological Analysis of Land Forms*. London.
- PETTITJOHN, F. J. 1952. *Sedimentary Rocks*. New York.
- POLANSKI, J. 1950. *El Bloque de San Rafael*. Inéd. Dir. Prov. de Geol. y Min. de Mendoza.
- 1953a. *Calderas del Cerro El Pozo (Dp. San Carlos, Prov. de Mendoza)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VIII, N° 1.
- 1953b. *Supuestos englazamientos en la llanura pedemontana de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VIII N° 4.
- 1954. *Rasgos geomorfológicos del Territorio de la Prov. de Mendoza*. Inst. de Invest. Econom. y Tecu. de Mendoza.
- 1954a. *Descripción geológica de la Hoja 26c, La Tosca (Prov. de Mendoza) Esc. 1 : 200.000*. Inéd. Dir. Nac. de Geol. y Min.
- 1954b. *Contribución al conocimiento y a la sistemática del englazamiento actual de la Alta Cordillera de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. IX. N° 4.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 25a Volcán San José (Prov. de Mendoza)*. Inéd. Dir. Nac. De Geol. y Min.

- 1956a. *Descripción geológica de las Hojas 24a, Cerro Juncal y 24b, Cerro Tupungato (Prov. de Mendoza). Esc. 1 : 200.000.* Inéd. Dir. Nac. Geol. y Min.
- 1957. *Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán.* Univ. de Buenos Aires. Contrib. Científicas. Serie Geología, Vol. I, N° 2.
- 1957 a. *Sobre algunos métodos paleográficos de la investigación del Cuartario pedemontano de Mendoza.* Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII N° 4.
- 1957 b. *El Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza.* Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XII, N° 3.
- 1961. *Cenoglomerado del Quemado.* Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XV, N° 3.
- 1962. *Interpretación tectónica de la geomorfología del borde oriental de la Cordillera Frontal de Mendoza.* An. de las 1ª. Jornadas Geol. Arg. Tomo II, 245-256. B. A.
- KONZEVITSCH, N., MASERA, R. y VIDELA LEANIZ, R. 1952. *Informe preliminar sobre la cuenca del Carrizal, Prov. de Mendoza.* Inéd. en Dir. Nac. de Geología y Minería.
- RIGAL, R. 1935. *Minas y Canteras de los Reyunos, Los Tolditos y Piedra de Afilar, San Rafael (Mendoza).* Informe inéd. Dir. Nac. de Minería, Bs. As.
- RIGGS, E. y PATTERSON, B. 1935. *Stratigraphy of late Miocene and Pliocene deposits of Prov. of Catamarca (Argentina).* Physis, t. XIV.
- RODRIGO, F. 1949. *Levantamiento geológico de la Hoja I. G. M. Cerro Diamante.* Dir. Gral. de Ingenieros.
 - 1948. *Levantamiento geológico de la zona limitada al norte por el paralelo 34°20', al sur por el arroyo La Faja-Río Diamante, al este por el meridiano Cerro La Chilena, al oeste por la ruta Nac. N° 40.* Tesis Univ. de Córdoba.
- ROLLERI, E. 1949. *Relevamiento geológico de la zona E. Campamento Cachenta.* Inéd. Y P. F.
 - 1962. *Triásico de Mendoza.* Inéd. Y. P. F.
- ROSHOLT-EMILIANI, 1961. *Absolute dating of deep sea cores by the Pa 231 and Fh 230 method.* Jour. of Geology. Vol. 69, N° 2.
- ROSS, C. I. SMITH, R. 1960. *Ash Flow Tuffs: Their Origin, Geologic Relations and Identification.* Geol. Survey Prof. Paper 366.
- DE SITTER, L. U. 1952. *Pliocene uplift of Tertiary Mountain Chains.* Am. Jour. of Sci., n° 250.
 - 1956. *Structural geology.* McGraw Hill [New York].
 - 1957. *A Cross Section through the Central Pyrenees.* Geol. Revue T. 45.
 - 1960. *Compression and tension in the Earth's Crust.* Geol. Rund. Bd. 50
- SMITH, R. 1960. *Zones and Zonal Variations in Welded Ash Flows.* Geol. Survey Prof. Paper 354 F.
- STAPPENBECK, R. 1917. *Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Prov. de Mendoza).* An. Min. Agr. Sec. Geol. T. XII, N° 1. Bs. As.
 - 1934. *Geología de la montaña de San Rafael.* Inf. Inéd. de Y. P. F.
- STEINMANN, G. 1906. *Über Diluvium in Südamerika.* Zeitsch Deut. Geol. Ges. 58.
 - 1922. *Über die junge Hebung der Kordillere Sudamericas.* Geol. Rund. Bd. XIII, H1.
- Stratigraphic classification and terminology* by the Interdepartamental Stratigraphic Committee U. R. S. S Intern. Geol. Review. Vol. 1, N° 2.

- STILLE, H. 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Berlin.
- 1955. *Recent Deformation of the Earth's Crust in the Light of those of Earlier Epochs*. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62.
- SESANA, F. 1955. *Clasificación de un grupo de rocas de la Hoja 25 a (Mendoza)*. Inéd. Dir. Nac. Min.
- TERUGGI, M. 1957. *The nature and origin of argentine loess*. Jour. Sedim. Petrography. Vol. 27.
- TAPIA, A. 1935. *Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas*. Dir. Min. y Geol. Bol. N.º 40, Bs. As.
- THORNBURY, W. D. 1960. *Principios de geomorfología*. B. Aires Edit. Kapelusz.
- TORRES, F. 1948. *Descripción Geológica de la Hoja I. G. M. Tosca y Pampa de la Tosca*. Inéd. Ejército Argentino, Dir. Ing.
- TRUEMPY, E. y LHEZZ, R. 1937. *División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato*. Bol. Inform. Petrol. Abril 1937.
- YI FU TUAN. 1959. *Pediments in Southeastern Arizona*. Univ. of California Publ. in Geography Vol. 13.
- YRIGOYEN, M. R. 1956. *Geología del Borde Oriental de la Cordillera entre los 32° 20' y 34° 15' latitud sur*. Prov. de Mendoza. Inéd. Y. P. F.
- 1952. *Geología del borde de la Cordillera entre los paralelos 34° 30' y 36°*. Inéd. Y. P. F.
- WEGMANN, E. 1955. *Übersicht (über Lebende Tektonik)*. Geol. Rund. Bd. 43.
- WRIGHT, H. E. 1961. *Late Pleistocene Climate of Europe: A Review*. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 72, N° 6.

Manuscrito recibido en noviembre de 1962.

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS de las siguientes publicaciones

ANALES DE LAS PRIMERAS JORNADAS GEOLOGICAS
ARGENTINAS

BIBLIOGRAFIA GEOLOGICA Y CARTOGRAFICA DE LA
PROVINCIA DE BUENOS AIRES

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGEN-
TINA

PALEONTOGRAFIA BONAERENSE

HORACIO H. CAMACHO : *Sección Invertebrados*

C. A. MENÉNDEZ & H. A. ORLANDO : *Sección Paleobotánica*

ROSENDO PASCUAL : *Sección Vertebrados*

PUBLICACIONES PERIODICAS

AMEGHINIANA, REVISTA DE LA ASOCIACIÓN PALEONTOLOGICA ARGENTINA

PHYSIS, REVISTA DE LA ASOCIACIÓN ARGENTINA DE CIENCIAS NATURALES

REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

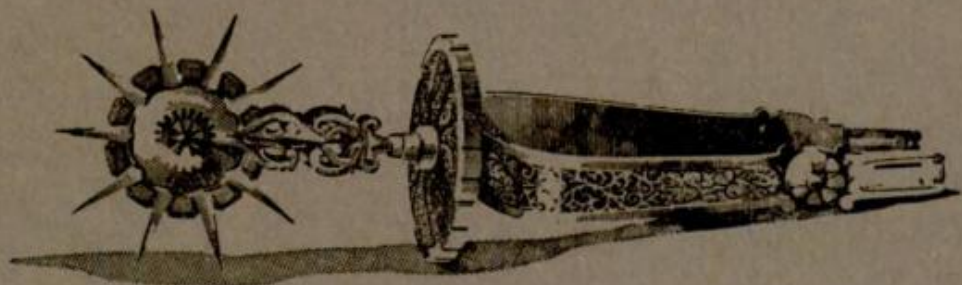
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal :

Casilla de Correo 5047

PARA DOMAR CABALLOS DE FUERZA



Con ayuda de las recias "nazarenas" el gaucho dominó el vigor del caballo y lo transformó en fuerza útil para la faena. Ahora, con ayuda de la ciencia y la técnica, el hombre domina la potencia de millares de caballos de fuerza y los transforma en impulso productivo, en energía para mover los motores y las máquinas de la industria. Allí, en ese complejo engranaje de la producción está presente Esso S. A. Petrolera Argentina con su línea cada vez

más extensa de derivados petroquímicos, combustibles para alimentar motores de todo tipo y lubricantes que protegen las maquinarias más diversas.

Sí, también en el vasto campo de la industria moderna la Organización Esso vuelca el importantísimo caudal de hallazgos logrados en sus Laboratorios de Investigación: productos siempre renovados y perfeccionados que son poderosas nazarenas que ayudan a elevar el nivel técnico y productivo del país.

INVESTIGANDO LAS EXIGENCIAS DEL MAÑANA, ESSO SIRVE LAS NECESIDADES DE HOY

