
Boletín de Estudios Geográficos

JEAN NOEL SALOMON

EL ALTO VALLE DEL RÍO MENDOZA °

I. EL CUADRO NATURAL

Entre Argentina y Chile se levanta, sobre más de 3.500 kilómetros de longitud, uno de los sistemas montañosos más imponentes del mundo. En la provincia de Mendoza, a lo largo de la frontera argentino-chilena, sobre una longitud comparable a la de los Pirineos, este sistema alcanza su altitud máxima. Se caracteriza por una

° Los Andes, en particular en lo que respecta a su vertiente argentina, no han sido sino muy parcialmente estudiados desde el punto de vista geomorfológico. Hay en ellos un inmenso campo de investigación abierto. Por cierto las dificultades son más grandes que en el caso de los Alpes o de los Pirineos, porque faltan cartas topográficas detalladas y descripciones geológicas, salvo las muy generales. Pero precisamente estas dificultades deben entusiasmar a quien se rehusa a ser un "geógrafo de gabinete" y gusta de las búsquedas en el terreno. Así, he recorrido en todos los sentidos, y a pie, el valle del río Mendoza; así, he escalado más de una vez sus grandiosas laderas. De este contacto físico con el terreno provienen la mayoría de las experiencias en que me apoyo en este trabajo. Solo después, en una segunda instancia, he probado de organizarlas en un todo coherente y que presente una unidad de sentido. Mi interpretación será superada, sin duda; ojalá sirva, al menos, como estadio provisorio de la geomorfología del valle del río Mendoza.

Debo agradecer, ante todo, a mi director en esta investigación, el Dr. Henri ENJALBERT, del Instituto de Geografía de Burdeos: sus observaciones, formuladas con un espíritu científico muy amplio, me han sido preciosas. Expreso también toda mi gratitud al Dr. Mariano ZAMORANO, director del Instituto de Geografía de Mendoza, quien me recibió con la mayor generosidad y se ha preocupado por hacer eficaz y agradable mi permanencia en su Instituto. No podría olvidar tampoco la gentileza del Dr. Ricardo G. CAPITANELLI, profesor de dicho Instituto, del cual he recibido ayuda y consejos constantes. En fin; cómo no mencionar a mi amigo Roberto BUSTOS, apasionado también por la geomorfología y el andinismo, quien me ha acompañado en mis caminatas y ascensiones más difíciles, y con quien he compartido momentos de entusiasmo deportivo y geográfico a la vez.

La traducción de este artículo ha sido realizada por la Prof. Elsa DUFFAR.
N. DEL A.

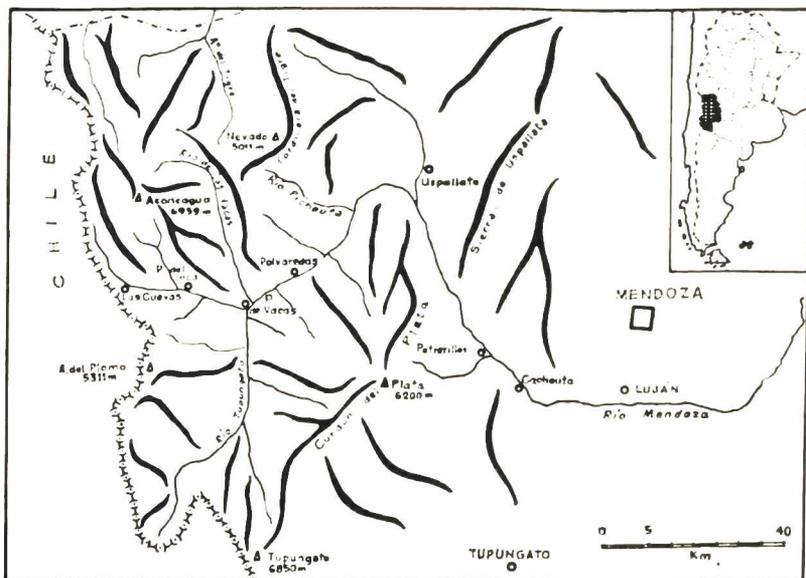


Fig. 1 — Curso superior y medio del río Mendoza.

extremada sequedad, violentos abarrancamientos, la enormidad de las acumulaciones al principio de los valles y una vegetación escasa.

1. *La montaña*

Los Andes de Mendoza, lo mismo que los Pirineos, presentan una barrera continua, muy elevada, con solo algunas gargantas largas y profundas que semejan valles que terminan a modo de “fin de mundo”.

Estos valles contrastan con las altas cimas de la cadena estrecha, cuyo punto culminante está representado por el “techo de América”: el gigantesco Aconcagua (6.959 m). La nitidez de las orientaciones, N-S para las cadenas y E-W para los valles, no basta para marcar las articulaciones netas, para individualizar los macizos autónomos, como se puede hacer en los Alpes franceses.

Sin embargo, el valle del río Mendoza (Fig. 1) ofrece un corte con dirección E-W que sirve de límite natural entre dos grandes sistemas de altas cimas heladas.

Al N, el complejo del Aconcagua alimenta a los principales afluentes de la margen izquierda del río Mendoza, y en particular al río de Los Horcones, cuyas dos ramas superiores toman a manera de tenazas la base misma del Aconcagua. Altas cumbres cubiertas de glaciares, el cerro Tolosa (5.432 m), el cerro Cuerno (5.462 m), el cerro Almacenes (5.078 m), el cerro Santa María (4.996 m) contribuyen a esta alimentación. Hacia el S, la altura general sigue siendo muy elevada hasta el volcán Tupungato (6.858 m), luego disminuye cada vez más hacia el S. Este sistema situado el S del río Mendoza, representa la verdadera región de alimentación del curso de agua precitado, gracias, en particular, a las cumbres del Nevado del Plomo (6.120 m) y del Tupungato que reciben suficientes precipitaciones.

Así, pues, es normal que el trabajo de los glaciares del pleistoceno haya contribuido a profundizar y a ensanchar los valles preexistentes al disectar profundamente los macizos montañosos.

2. Rasgos del clima

Desde el punto de vista climatológico los Andes de Mendoza representan un verdadero sistema de transición entre los Andes secos del S de la provincia de San Juan (que aún siguen bajo la influencia del alisio), y los Andes húmedos, con precipitaciones abundantes, de las provincias de Neuquén y de Río Negro, dominio abierto a los vientos del oeste. Además, la vertiente oriental está afectada por vientos foehn: el Zonda, que acentúa la aridez.

En efecto, el rasgo principal del clima de los Andes de Mendoza, señalado por todos los autores¹, es la sequedad.

La media anual de las precipitaciones en Puente del Inca no pasa de los 200 mm para un total de 50 días de nieve. Para el valle del río Mendoza, la curva de las temperaturas de Puente del Inca da una buena idea de lo que son éstas en su conjunto (Fig. 2). Pero es necesario tener en cuenta la gran influencia de la topografía y de la exposición. Existen grandes diferencias entre las temperaturas que

¹ En particular, DE MARTONNE, E. en su artículo *Problèmes des régions arides Sud-Américaines*, en "Annales de Géographie", t. XLIV (Paris, Soc. de Géographie, 1935), p. 1-22; y CAPITANELLI, R. G., *Climatología de Mendoza*, tesis doctoral, Mendoza Universidad Nacional de Cuyo, 1967, en prensa.

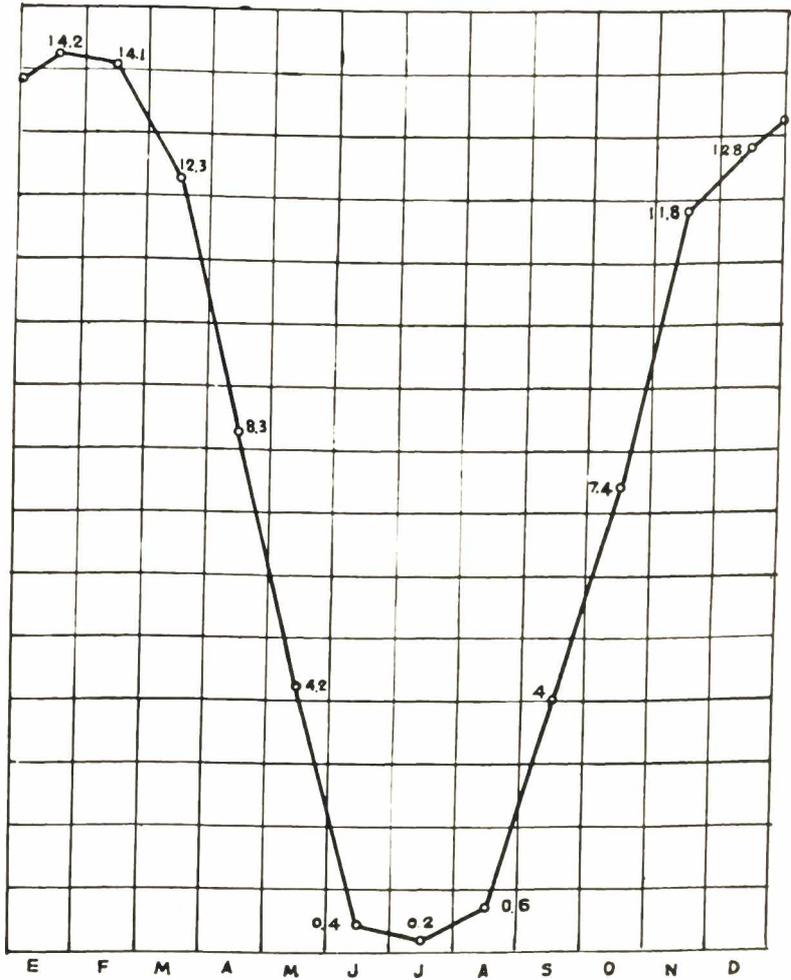


Fig. 2 - Curva de las temperaturas.

reinan sobre las cimas y aquéllas, más clementes, del valle. Tampoco hay que olvidar el papel que juegan los vientos del oeste (70 %) que utilizan el corredor trazado por el río. Violencia de los vientos, temperaturas muy bajas y gran sequedad hacen del valle una unidad climática cuya principal consecuencia es un vacío humano casi total.

Las incidencias del clima sobre la morfología son tales que confieren a esta sección de los Andes áridos un aspecto muy peculiar: una fisonomía a la vez austera y grandiosa, reforzada por la ausencia de tapiz vegetal, que la intensa luminosidad, debida a la altitud y a la sequedad, hace propiamente desolada e inhumana.

II. BOSQUEJO GEOLÓGICO REGIONAL

Según el corte que ofrece el río Mendoza en la gran cordillera.

1. *El dispositivo geológico*

El dispositivo geológico de la gran cordillera, siguiendo el paralelo 30° de latitud S, podría ser esquematizado de la siguiente manera: sobre las capas del primario, formadas por grauvacas negruzcas y muy duras, semi-metamorfizadas, y de rocas intrusivas diversas, reposan en discordancia tres grupos de sedimentos: en primer lugar un conjunto de capas sedimentarias de origen marino, pinzado entre dos potentes complejos de materiales mesozoicos compuestos de rocas eruptivas de media profundidad y que se presentan en yacimientos macizos; por otra parte, lacolitos de composición mixta a la vez pórfiro y rhiolita que se inscriben entre estos depósitos.

Los residuos de los depósitos continentales del terciario lo recubren todo.

2. *La estructura*

Es bastante simple y se caracteriza por una flexura de gran escala que separa una parte elevada y una parte hundida. La primera muestra, en una vasta curva, las capas sedimentarias cuyo "techo", la mayoría de las veces, está erosionado. Esta curvatura también permite la exposición "en ventana" de las capas paleozoicas, visibles especialmente entre Polvaredas y Punta de Vacas gracias a los cortes proporcionados por los ríos Colorado, Tupungato, Vacas y Mendoza.

El compartimiento hundido corresponde a la depresión de Uspallata. En el detalle, un sistema de fallas de dirección N-S y E-W divide el compartimiento elevado y orienta la red hidrográfica actual.

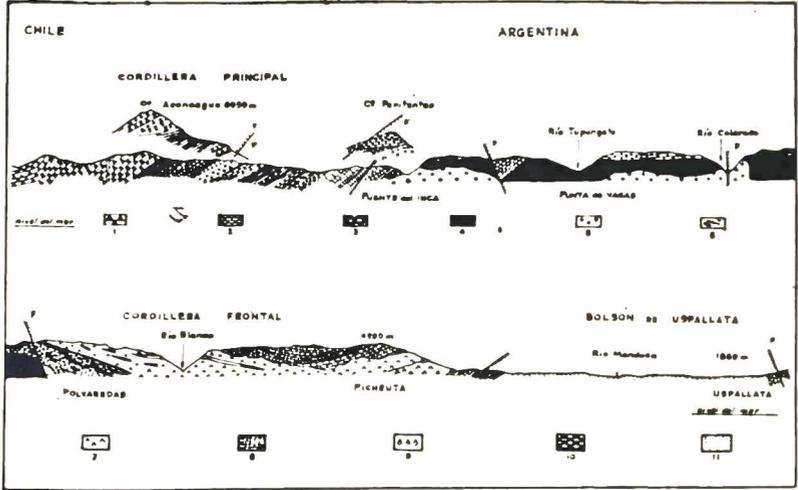


Fig. 3—Corte geológico de los Andes, entre Las Cuevas y Uspallata (según Bonorino).

3. La historia geológica

En el estado actual de nuestros conocimientos y en razón de la falta de trabajos profundos sobre los Andes de Mendoza, es difícil describir en detalle la historia geológica. Por esto no puede darse aquí más que un esquema provisorio.

En la era primaria habría tenido lugar un primer plegamiento acompañado de intrusiones, luego un levantamiento y una intensa erosión. Al mismo tiempo, en una vasta cubeta alargada, se formaban las capas sedimentarias, probablemente del Devónico.

Se llega así a la formación de una peniplanicie bastante irregular. Abundantes irrupciones e intrusiones de cuerpos plutónicos tuvieron lugar luego, dando nacimiento a numerosos "Sills" y lacolitos, compuestos en su mayor parte de rhiolitas.

En la era secundaria, después de un corto período de erosión, la región comienza a hundirse. El mar, viniendo del oeste² invade

² BONORINO, F. G., *Geologic cross-section of the cordillera de Los Andes at about 33° L.S.*, in "Bulletin of geological of America", Vol. 61, enero 1950, p. 17-26.

un principio de cubeta donde se deposita toda una serie de rocas sedimentarias. Se depositan sucesivamente a medida que se va hundiendo la cubeta (calcáreos, areniscas, conglomerados, etc.). Todo el depósito alcanzó un espesor de 4.500 m, aproximadamente (Fot. 1). La presencia de capas de yeso diseminadas en la formación es la mejor prueba de la escasa profundidad del mar marginal. Sin embargo, irrupciones de material piroclástico acompañaron a menudo esta sedimentación marina, sobre todo hacia el final de la era secundaria. Hemos podido constatar la presencia de este material en el contacto de los bancos sedimentarios hasta los 4.000 m de altura, en ocasión de nuestras búsquedas de fósiles.

En los primeros tiempos de la era terciaria se produjo la flexura a gran escala, mencionada anteriormente; se perfiló la cuenca de Uspallata, mientras el zócalo antiguo que constituye la actual precordillera o cordillera de Uspallata, se elevó al mismo tiempo que la frontal.

Desde ese momento la erosión fue más fuerte que la acumulación, sobre todo en la parte superior del compartimiento elevado, es decir al este de la actual frontera internacional. Enormes acumulaciones de escombros se formaron entonces sobre los dos piedemontes, siendo la del este probablemente de mayor espesor³. Una reanudación de movimientos orogénicos o compresivos provocó, a fines de la era terciaria, una gran fractura en profundidad en la serie de sedimentos marinos, punto débil de la flexura. Una segunda, más al E, dio lugar a la escarpa entre la cordillera frontal y la depresión longitudinal de Uspallata.

Al final de la era terciaria y aun al comienzo del cuaternario, se produjo una tectónica de reajuste entre los diferentes bloques. Ella provocó una multitud de rupturas y de fallas, de dirección casi constante N-S y E-W, en los grandes conjuntos.

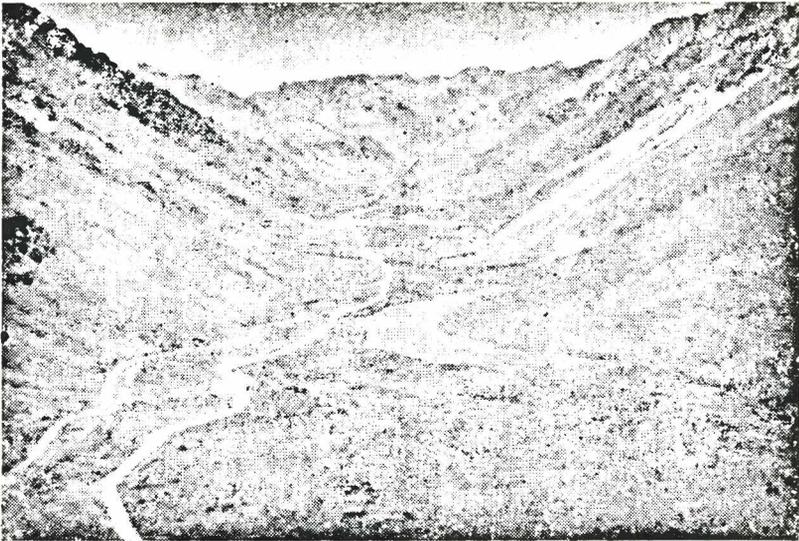
El vulcanismo a veces muy reciente, hasta actual, acompañó esta tectónica de compensación.

La historia geológica de la gran cordillera de los Andes debe ser completada en función de los aportes del cuaternario, pero esto será objeto de un estudio más detallado en los capítulos siguientes.

³ Son los únicos que han sido preservados.



Fot. 1 — Serie sedimentaria de Puente del Inca.



Fot. 2 — Valle del río de Las Cuevas, río abajo de la morena del Tolosa.

III. LAS FAMILIAS DE FORMAS EN LA PARTE DEL VALLE AFECTADA POR LOS GLACIARES

El valle del río Las Cuevas, desde la villa del mismo nombre hacia abajo, se caracteriza por su forma de “cuna” y hombreras laterales marcadas. Otras dos características llaman la atención: la profundidad del valle (2.000 m más abajo que las cumbres circundantes) y un perfil longitudinal de muy escasa pendiente, coincidiendo con los depósitos moreníticos.

1. *Las vertientes*

El valle del río Mendoza debe su forma a un vigoroso ahondamiento fluvial atenuado por las formaciones de las vertientes. Éstas son cóncavas hacia el cielo y se recortan generalmente según un trazado axial sinuoso que es dado por el talweg. No parece que este aspecto final sea la consecuencia directa de un calibrado glaciar. Más aun cuando el pasaje de un antiguo glaciar es discernible en el paisaje solo por las formas de acumulación. En verdad, es imposible encontrar trazos de estrías o de surcos y las vertientes están ampliamente cubiertas de un manto de escombros heterogéneos. La forma final es, más bien, de tipo periglaciar que ha dado toda una gama de conos de escombros o de coladas. No obstante la gran regularidad de las vertientes, son interrumpidas por algunos abruptos rocosos, especialmente en los valles afluentes, más o menos suspendidos.

Los conos de deyección juegan un papel más importante río abajo y serán considerados aparte.

Las formas heredadas de las acciones de la gravedad en relación con la acción del clima sobre la litología, constituyen rasgos originales en esta parte del valle.

A) *Las formas de soliflucción*

Se caracterizan por la intervención del agua como lubricante, lo cual permite los deslizamientos sobre las pendientes incluso poco empinadas y por las condiciones especiales del clima al cual se las debe atribuir. Las formas de la soliflucción han sido ya bien descri-

tas por lo que conviene aquí considerar especialmente a las que son propias del valle del río Mendoza.

a) *Los glaciares rocosos*. Están situados a gran altura, siempre a más de 4.000 m. Relativamente numerosos, son a veces importantes. Los encontramos alojados en grandes circos, que presentan un aspecto sub-circular o festoneado. Raramente desembocan, y no sin dificultad, en las artesas que están a continuación; dicho de otra manera, permanecen acantonados en el fondo de los circos. Su sección longitudinal presenta rodillos arqueados y groseramente paralelos, con una pendiente general que varía de 5 % a 15 % aproximadamente para el conjunto del glaciar, salvo hacia el frente, donde ésta, en razón del empuje de conjunto, se torna mucho más fuerte y puede llegar hasta 30 % y más.

Los rodillos se tornan progresivamente transversales a medida que se aproximan desde su frente cóncavo hacia el circo. Terminan finalmente, casi todos, por un terraplén bien evidente, ya evocado más arriba.

No se observa ninguna clasificación entre el material, el cual ha sido transportado generalmente sobre una longitud que puede alcanzar 4 a 5 km para los glaciares rocosos más grandes y más extensos (los que están orientados hacia el sur).

Este tipo de glaciar evidentemente está ligado a un clima seco en el cual los fenómenos periglaciares y crionivales actuales se desarrollan en función de un abrupto, el del circo glaciar, favorable a su génesis. En efecto, el clima frío y seco produce en la cabecera de éste fisuras de gelifracción en las cuales las aguas de fusión penetran y provocan pequeños desprendimientos que cubren de escombros al glaciar.

b) *Los depósitos de pendiente*. Por encima del talweg la abundancia de nichos de nivación, se hace particularmente interesante a partir de los 5.000 m de altura, cuando la litología se presta a ello (calcáreos, esquistos escindibles). Ésta confiere al paisaje una topografía en gradas, fuertemente debilitada. Estas gradas esfumadas permiten el desarrollo de una vegetación pobre, a menudo espinosa, gracias a la existencia de factores pedológicos más favorables.

El ensanchamiento de los nichos que roen la roca a expensas de las crestas ha permitido el comienzo de una regulación, cubriendo, por degradación, la pendiente de escombros. Éstos se ordenan

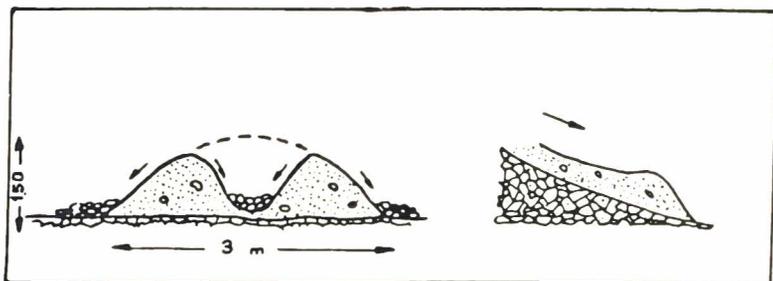


Fig. 4—Surco central y lente frontal de una colada en *lanière*.

raramente en suelos estriados, salvo, en las inmediaciones de Las Cuevas donde se encuentran sobre ciertas superficies planas, suelos poligonales en formación. En realidad, la gran mayoría de los escombros forma un manto coherente luego de la reptación lenta de las innumerables partículas del depósito originado sobre las vertientes; éste se debe a la acción combinada de la desagregación mecánica y de la gravedad. Quedarían aún por mencionar, entre las formas de detalle, montículos cespeados de algunos decímetros de altura, separados por pequeños taludes más bien rígidos. Generalmente estos montículos se presentan en grupos, pero jamás juegan un papel de primer plano en la fisonomía general del valle del río Mendoza.

c) *Las coladas de barro*. El fenómeno de las coladas de barro es tan común en el valle del río Mendoza que conviene analizarlo de muy cerca. Representa, en efecto, uno de los rasgos más sorprendentes del modelado, tanto por su frecuencia como por su extensión.

— *Las coladas de barro en "lanière"* (Fot. 14). Se encuentran casi invariablemente sobre la parte superior de antiguos conos de escombros, ya trabajados por la acción de la nieve y de las aguas de deshielo. La participación de éstas explica la importante proporción de material fino.

De una longitud que puede alcanzar corrientemente 250 m y más, las coladas presentan un perfil transversal netamente convexo y un lóbulo frontal ligeramente más elevado en forma de lupa. Las coladas de barro en "lanière" se distinguen muy bien del cono gracias a su tinte, que es siempre más claro. Su anchura, variando de

1 a 3 metros solamente, es escasa, lo que le confiere una forma alargada, a veces acentuada por la presencia de un surco central donde se alojan bloques de piedras y otros restos rocosos. Estas “lanières” raramente están aisladas y con frecuencia poseen, en común, un solo corredor de salida. Solo cuando difluyen esbozan abanicos. Su formación es sin dudas debida a la solifluxión que se desarrolla en relación más directa con la fusión de las nieves que con el congelamiento y descongelamiento. El material ya trabajado es entonces embebido de agua por intermedio de fisuras de disecación. Un deslizamiento macizo se produce poco después, sobre el cono que se ha tornado “jabonoso”, arrancando y arrastrando los materiales de éste, que juega entonces el rol de una rampa lubricada. El fenómeno es generalmente rápido (limitado a algunas horas) y termina por una lupa final compuesta de los materiales más gruesos que frenan el movimiento. El ocasional surco central es provocado por la línea de mayor velocidad de descenso de la colada. Esta línea se sitúa en su eje central y longitudinal. Los materiales ubicados sobre las partes laterales son frenados con mayor fuerza, de manera que aparece en el centro una ligera depresión que utilizan luego las aguas de escurrimiento. El surco primitivo se profundiza y los bloques más gruesos, mucho menos estables que los pequeños, terminan por deslizarse o caer en el fondo. Por otra parte, un abarrancamiento lateral comienza a formarse por ambas partes de los dos bordes (Fig. 4).

Todo hace pensar que la formación de estas coladas en “lanière” es muy reciente y aun actual, como lo atestigua un pequeño sendero en zig-zag, literalmente hundido por una de ellas sobre más de 80 m de longitud, en las proximidades de Punta de Vacas.

— *Las coladas barroas con desprendimiento.* Si bien la mayor parte de las coladas de barro pertenecen a la familia descrita anteriormente, existe una segunda categoría digna de interés.

Situadas sobre la vertiente expuesta al sur, ciertas coladas tienen, en efecto, la forma de una lengua corta y ancha, de un espesor a veces importante, puesto que puede alcanzar una decena de metros.

Es decir que su volumen es mucho más considerable que el de las grandes coladas en lanière. Si la solifluxión parece ser la causa principal de la existencia de esta segunda familia, el observador admitirá que ella no es, posiblemente, la única. En efecto, la presencia de un nicho de desprendimiento, a veces profundo, lo mismo que

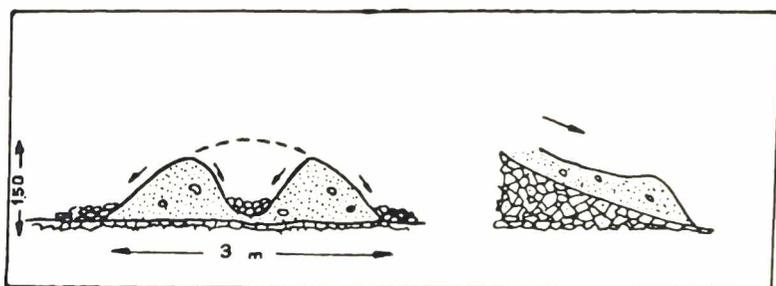


Fig. 4 - Surco central y lente frontal de una colada en *lanière*.

raramente en suelos estriados, salvo, en las inmediaciones de Las Cuevas donde se encuentran sobre ciertas superficies planas, suelos poligonales en formación. En realidad, la gran mayoría de los escombros forma un manto coherente luego de la reptación lenta de las innumerables partículas del depósito originado sobre las vertientes; éste se debe a la acción combinada de la desagregación mecánica y de la gravedad. Quedarían aún por mencionar, entre las formas de detalle, montículos cespeados de algunos decímetros de altura, separados por pequeños taludes más bien rígidos. Generalmente estos montículos se presentan en grupos, pero jamás juegan un papel de primer plano en la fisonomía general del valle del río Mendoza.

c) *Las coladas de barro*. El fenómeno de las coladas de barro es tan común en el valle del río Mendoza que conviene analizarlo de muy cerca. Representa, en efecto, uno de los rasgos más sorprendentes del modelado, tanto por su frecuencia como por su extensión.

- *Las coladas de barro en "lanière"* (Fot. 14). Se encuentran casi invariablemente sobre la parte superior de antiguos conos de escombros, ya trabajados por la acción de la nieve y de las aguas de deshielo. La participación de éstas explica la importante proporción de material fino.

De una longitud que puede alcanzar corrientemente 250 m y más, las coladas presentan un perfil transversal netamente convexo y un lóbulo frontal ligeramente más elevado en forma de lupa. Las coladas de barro en "lanière" se distinguen muy bien del cono gracias a su tinte, que es siempre más claro. Su anchura, variando de

1 a 3 metros solamente, es escasa, lo que le confiere una forma alargada, a veces acentuada por la presencia de un surco central donde se alojan bloques de piedras y otros restos rocosos. Estas “lanières” raramente están aisladas y con frecuencia poseen, en común, un solo corredor de salida. Solo cuando difluyen esbozan abanicos. Su formación es sin dudas debida a la soliflucción que se desarrolla en relación más directa con la fusión de las nieves que con el congelamiento y descongelamiento. El material ya trabajado es entonces embebido de agua por intermedio de fisuras de disecación. Un deslizamiento macizo se produce poco después, sobre el cono que se ha tornado “jabonoso”, arrancando y arrastrando los materiales de éste, que juega entonces el rol de una rampa lubricada. El fenómeno es generalmente rápido (limitado a algunas horas) y termina por una lupa final compuesta de los materiales más gruesos que frenan el movimiento. El ocasional surco central es provocado por la línea de mayor velocidad de descenso de la colada. Esta línea se sitúa en su eje central y longitudinal. Los materiales ubicados sobre las partes laterales son frenados con mayor fuerza, de manera que aparece en el centro una ligera depresión que utilizan luego las aguas de escurrimiento. El surco primitivo se profundiza y los bloques más gruesos, mucho menos estables que los pequeños, terminan por deslizarse o caer en el fondo. Por otra parte, un abarrancamiento lateral comienza a formarse por ambas partes de los dos bordes (Fig. 4).

Todo hace pensar que la formación de estas coladas en “lanière” es muy reciente y aun actual, como lo atestigua un pequeño sendero en zig-zag, literalmente hundido por una de ellas sobre más de 80 m de longitud, en las proximidades de Punta de Vacas.

— *Las coladas barrosas con desprendimiento.* Si bien la mayor parte de las coladas de barro pertenecen a la familia descrita anteriormente, existe una segunda categoría digna de interés.

Situadas sobre la vertiente expuesta al sur, ciertas coladas tienen, en efecto, la forma de una lengua corta y ancha, de un espesor a veces importante, puesto que puede alcanzar una decena de metros.

Es decir que su volumen es mucho más considerable que el de las grandes coladas en lanière. Si la soliflucción parece ser la causa principal de la existencia de esta segunda familia, el observador admitirá que ella no es, posiblemente, la única. En efecto, la presencia de un nicho de desprendimiento, a veces profundo, lo mismo que



Fot. 3 — Este gigantesco derrumbe, cerca de Las Cuevas, ha sido transportado junto con la morena.

la posición de éste, con mucha frecuencia en relación directa con una línea de poca resistencia en la estructura subyacente, hacen pensar que se trata de desprendimientos bruscos.

d) *Los derrumbes.* Los grandes derrumbes son bastante frecuentes en el sector del valle que estudiamos. El mejor ejemplo nos es proporcionado por el de Las Cuevas (Fot. 3).

Se nos presenta bajo el aspecto de una inmensa “reguera” de

bloques enormes, de roca negra (tobas de andesita porfirítica)⁴ y un relieve caótico. Los materiales, bloques sin clasificar, no han sufrido transporte prolongado y ofrecen una forma angulosa. En forma desordenada, mezclados con materiales menores de diversas medidas, están desparramados por toda la vertiente.

Este derrumbe está situado sobre la parte izquierda de un barranco, en la confluencia con el valle del río de Las Cuevas, de manera que el observador puede comprobar a primera vista su origen. Se debe al desprendimiento y derrumbe de toda una masa de roca de un volumen importante, que se ha deslizado sobre un plano de estratificación. Las causas probables de este derrumbe son dislocaciones tectónicas y movimientos sísmicos. Digamos también que el derrumbe de Las Cuevas presenta la particularidad de haberse derramado sobre un glaciar que lo ha transportado en compañía de morenas, sobre una escasa distancia, hasta su emplazamiento actual. En su oportunidad debió formar un dique y un lago cuyos testimonios serían los depósitos que se observan al W de la villa de Las Cuevas, indicado por R. CAPITANELLI⁵.

El derrumbe de Las Cuevas podría estar relacionado con otro, igualmente titánico, existente en el fondo de la quebrada del Tolosa sobre un torrente de la ribera derecha de la de Los Horcones.

En el contacto de un glaciar rocoso y a una altura superior, éste ha sido mucho más extendido por el hielo, el cual ha jugado el papel de agente de transporte.

El paralelismo de estos dos derrumbes situados en una misma zona y de edades sin duda idénticas parece dar relativa validez a una interpretación sísmica.

2. *La artesa glaciar*

A) *Las morenas*

El modelado de las morenas del río de Las Cuevas es de lo más confuso; comprobamos ahí una topografía de superficie "abollada"

⁴ SCHILLER, W., *La alta cordillera de San Juan y Mendoza*, Anales, Minist. Agric. de la Nación, Dir. de Minas y Geol. e Hidrología, T. VII, N° 5, Buenos Aires, 1912.

⁵ CAPITANELLI, R. G., *La quebrada de Matienzo, modelado glaciar y periglacial*, Mendoza, Universidad Nacional de Cuyo, 1966, inédito.



Fot. 4 — La morena del Tolosa aproximadamente a 3.500 m de altura.

que moldea la morena confiriéndole el aspecto de paquetes de pasta, adosados unos a otros.

Dos de ellas de gran tamaño (a decir verdad casi las únicas del valle dignas de ser estudiadas) llaman la atención: la del Tolosa y la de Los Horcones. Ambas presentan en común una frescura extraordinaria, lo que permite suponer que son contemporáneas. Sin embargo ciertos caracteres las disocian.

a) *La morena del Tolosa* (Fot. 4). A uno o dos kilómetros aguas abajo de la población fronteriza de Las Cuevas, el valle del río del mismo nombre se encuentra casi cerrado por lo que conviene denominar *lengua terminal de la morena del Tolosa*.

Ésta desemboca literalmente de un valle con muy fuerte pendiente (de 15 % a 20 %) que nosotros hemos remontado hasta el sitio terminal de uno de los glaciares del cerro Tolosa (5.432 m) a una altura aproximada de 4.500 m. Hemos podido apreciar de esta manera que el hielo se cargaba muy rápidamente de material que descende de las vertientes y desaparecía entonces, totalmente enterrado bajo los escombros que él mismo transportaba.

Al descender por este glaciar cubierto puede advertirse la presencia del hielo gracias a los *seracs*, que dejan aparecer el hielo sucio cubierto por una espesa capa de gravas envueltas en una capa gla-

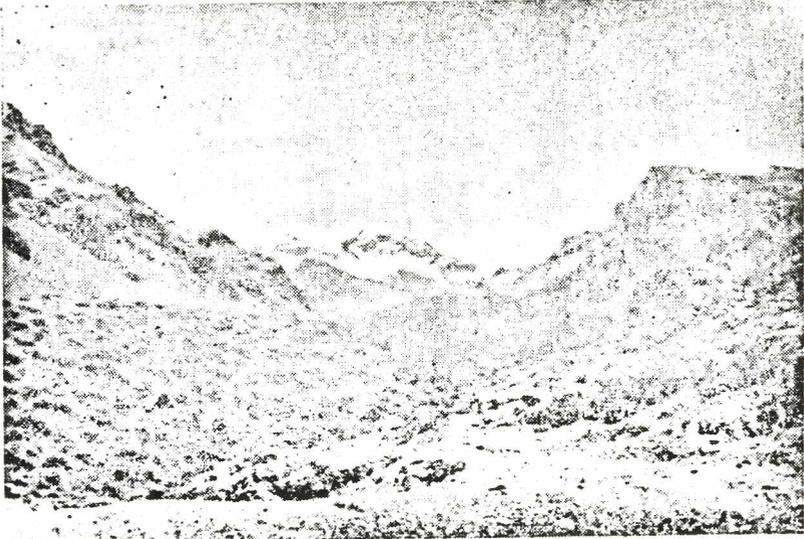
ciar relativamente fina. Al pie de los cortes dados por los *seracs* se forma casi siempre un “charco” glaciar, poco profundo a ojo de buen cubero, en el cual vienen a sepultarse incesantemente minúsculas coladas de barro. Nuestra observación prosiguió hasta aproximadamente los 3.300 m de altura, donde el hielo parece desaparecer bajo su cubierta de escombros caóticos. A esta altura la lengua terminal de la morena está muy próxima (Las Cuevas está a 3.150 m) y perfectamente visible.

Dicha lengua terminal concluye en una forma bastante curiosa: presenta un arco terminal bien marcado con una sola abertura sobre el costado este, por donde se escurre un torrente cuyo lecho puede verse aún. Detrás de este arco se ha formado una plataforma irregular que podría tomarse como una cubeta de retroceso. En realidad se trata de un plano elaborado por las aguas de fusión que buscaron esa vía, entorpecidas por una ligera elevación del frente de la morena.

En nuestros días la corriente desemboca en cascada del lado del flanco E de la morena, apretada entre ésta y la roca *in situ*. La impresión que resulta es que el avance máximo ha sido provocado por un glaciar bien alimentado y muy cargado que ha progresado en forma rápida en el valle y luego ha retrocedido por ablación frontal hasta la zona actual donde comienza la morena “jorobada”. En este lugar el glaciar se habría detenido un tiempo y cargado progresivamente de materiales heterogéneos, luego habría retrocedido fundiéndose en el mismo lugar lentamente y quedando muy cerca del valle el frente actual. Parece que desde hace poco tiempo el retroceso del glaciar se ha acelerado.

b) *La morena de Los Horcones*. Bajo un aspecto distinto se presenta la morena de Los Horcones (Fot. 5 y 6). Es mucho más larga, se encuentra a menor altura y sobre todo se extiende ampliamente en el valle hasta las inmediaciones de Puente del Inca, en forma de bota que se ve muy bien en las fotografías aéreas. Por otra parte su espesor es inferior al de la morena del Tolosa. El examen de la fotografía aérea permite distinguir muy claramente su aspecto de pasta “hinchada” que se extiende en la artesa muy característica con sus “domos” caóticos.

El material, visible desde la ruta o mejor aun en el corte realizado por el profundo encajamiento del torrente entre la morena y la roca *in situ*, es muy heterométrico y está envuelto en una matriz



Fot. 5 - Valle del río de Los Horcones. Al fondo, el Aconcagua (6.959 m).



Fot. 6 - Lengua terminal de la morena de Los Horcones.

gris-amarilla, muy abundante. El examen detallado permite reconocer entre las piedras y bloques de cualquier calibre una gran mayoría de tobas, de conglomerados, de andesitas y de brechas volcánicas.

El aspecto aborregado de la morena disminuye a medida que se asciende por el valle de Los Horcones, especialmente a partir de la quebrada Durazno.

Entre esta quebrada y la laguna de Los Horcones, rellena poco a poco por los aportes incesantes de escombros de las vertientes, existen jirones de morenas laterales suspendidas en el lado derecho de la artesa. Estos restos no tienen relación con el fondo empastado actual pero nos permiten darnos una idea de las modalidades de la fase de deglaciación. Todo, hasta la escasa pendiente de la morena, que es de 5 % a 10 % aproximadamente, autoriza a pensar que estamos ahí en presencia de restos muy recientes de fenómenos frontales.

¿Se trata de una morena de ablación, de glaciar rocoso, de colada de glacio-soliflujión?

Sin duda alguna, el glaciar estaba muy cargado, muy "negro". Trabajó allí, parece, en el transcurso de una fase de deglaciación (¿tardiglaciación?). El aspecto de la morena da la impresión de que ha habido estacionamiento algo prolongado de un glaciar, o mejor (lo que confirma el encajamiento de formas constatado a lo largo de la ribera derecha del río de Los Horcones) de un recrudecimiento de actividad y de un nuevo avance del glaciar en el transcurso de su retirada.

Este glaciar, que ha sido muy largo, se había cargado progresivamente de escombros detríticos que protegieron la fusión del hielo; pudo entonces descender muy abajo y alcanzar el valle del río de Las Cuevas. La ablación fue sin duda bastante rápida, hasta brutal, fundiéndose el glaciar en toda su longitud; como la lengua terminal era la más cargada nos explicamos la desaparición de la masa de materiales río arriba.

En cuanto a la morena del Tolosa, que es indiscutiblemente contemporánea a la de Los Horcones (tardiglaciación), se debe a fenómenos más o menos idénticos. Sin embargo, su circo glaciar, abastecedor muy próximo, ha continuado alimentando con innumerables materiales el glaciar cubierto, a lo largo de todo su corto valle con fuerte pendiente. La defensa así constituida ha protegido el retro-

ceso del hielo, tanto menos rápido cuanto la altura es posiblemente mucho más elevada y que la alimentación continuaba actuando. Así se explica la presencia muy próxima y actual del hielo a 3.300 m de altura o sea a 1 km aproximadamente del frente.

c) *Las morenas laterales*. Ascendiendo por el valle, de Punta de Vacas hasta Las Cuevas, se observan numerosos restos de morenas laterales.

Lo que sorprende es la ausencia de éstos sobre la ribera izquierda y la escasez sobre la derecha. Una explicación de esta repartición geográfica puede buscarse en las condiciones de exposición. En efecto, es notable ver que el flanco derecho, que es también el flanco sur, está netamente más expuesto al sol. Sin ser totalmente convincente, la explicación es probable. Otro hecho llama la atención del geógrafo: el brusco aumento del volumen del material morénico en las confluencias y la forma triangular muy neta de estas masas. Todo se presenta como si cada glaciar afluente procedente de los valles suspendidos hubiera aportado grandes cantidades de productos morénicos que debieron ser tomados en carga por el glaciar principal bajo forma de acumulaciones laterales. La zona de contacto entre los dos glaciares era entonces el campo de oposición de fuerzas que frenaban el escurrimiento natural de los glaciares, lo que permitió una mayor acumulación en la región de la confluencia. Más tarde el glaciar regularizó su carga repartiéndola progresivamente. Finalmente la erosión torrencial postglaciar de las grandes descargas fluvio-glaciares se ha encargado de drenar los detritos morénicos, no dejando *in situ*, después de haberlos tallado en triángulos a veces truncados en la cima, más que montones de morenas situadas en las confluencias, lugares donde eran más importantes.

Parece que estas morenas en "triángulo" corresponden a aquellas observadas y descritas por J. BORDE sobre la vertiente chilena de los Andes de Santiago⁶. Y esto parece tanto más probable cuanto las más hermosas de todas, aquellas que están situadas a la salida del arroyo Penitentes, sobre la margen derecha del río de Las Cuevas, se encuentran al N y en consecuencia al sol. Convendría pues denominarlas, según el término empleado por J. BORDE, "*morenas parietales*".

⁶ BORDE, Jean, *Les Andes de Santiago et leur avant pays*, Thèse de doctorat, Bordeaux, Union française d'impression. 1966, 560 p.

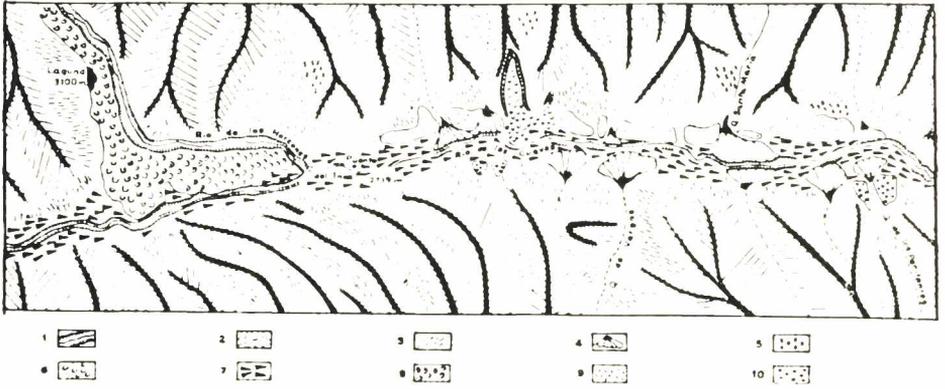


Fig. 5 — Valle de Puente del Inca. 1) Lecho de los torrentes. 2) Torrentes temporarios. 3) Escombros. 4) Conos de deyección. 5) Solifluxión. 6) Coladas de barro. 7) Morena de fondo. 8) Morena reciente. 9) Morena lateral. 10) Morena parietal de confluencia.

les de confluencia” lo que permite distinguir en forma clara este caso particular de las morenas laterales.

B) *El fondo de la artesa*

El fondo de la artesa propiamente dicha constituye un conjunto muy confuso de restos de morena de fondo, modeladas en algunos sitios en *drumlins* muy esfumados, de algunos metros de largo, y de productos de lavado compuestos en su mayoría de placas torrenciales (Fot. 7). Estas son discontinuas, entremezcladas con aportes laterales recientes venidos de los conos de deyección de los torrentes adyacentes. Al pie de las vertientes propiamente dichas se unen, a este caos, los aportes de los conos de escombros, con frecuencia trabajados por la solifluxión superficial y el escurrimiento. El torrente, después de haber divagado y recortado el fondo morénico en “terrazas”, ha inscrito su lecho en profundidad en este conjunto, incapaz de acarrear la enorme masa de los materiales acumulados. Sin embargo en ningún momento el torrente alcanza la roca *in situ*, sino que ésta aparece lateralmente. En profundidad, el material bien visible en la entalladura del torrente, está constituido por una mezcla de productos morénicos y de rodados, probablemente de origen to-

rrencial, al cual se agregan algunos residuos de vertientes, en los ángulos ya mucho más acusados. Estos materiales no son más que los testimonios retocados del pasaje de un glaciar muy cargado y aportan poca certeza en cuanto a las modalidades de su retirada.

Hay que hacer notar también un hecho casi general que afecta muy especialmente el fondo de la artesa, en esta parte del alto valle.

Es un fenómeno debido, sin duda alguna, a los efectos del termalismo, y cuyo ejemplo más célebre es el de Puente del Inca.

Se trata de la cementación en superficie de una capa de terreno de espesor variable, entre 50 cm y 3 m (según los lugares), provocada por los depósitos calcáreos o yesosos contenidos en el agua de las fuentes termales. Las más abundantes de estas fuentes, en la localidad misma de Puente del Inca, han permitido la constitución de un puente natural famoso por su belleza y su interés turístico (Fot. 8).

Para explicar la formación de esta curiosidad natural es necesario remontar a la época que siguió a la última fase de deglaciación cuaternaria. En el transcurso de este período se acumularon en el fondo de la artesa los materiales morénicos, a éstos se agregaron, en gran cantidad, los escombros de las vertientes y en particular en el lugar donde se encuentra el actual "puente", sitio muy sujeto a las avalanchas de vertientes ⁷. Luego, las aguas termales, de las cuales lo más natural es pensar que son un fenómeno en relación con las erupciones de traquitas del cuaternario antiguo que juegan un gran rol en las proximidades del Puente del Inca, cementaron por impregnación el material suelto formando así bancos travertinizados de conglomerados. Las aguas, que surgen a 40° C y más, abrieron un pasaje después de que el glaciar hubo depositado su carga morénica, lo cual es lo más probable; de lo contrario es necesario admitir que ellas eran preexistentes en este lugar. Luego, el torrente (con frecuencia temporario), que desciende del cerro Banderita, y el río de Las Cuevas, perforaron las capas inferiores de los depósitos menos cementados. La abertura primitiva fue agrandándose después y especialmente cuando el río cambió su curso, utilizando el pasaje abierto bajo el arco para proseguir su descenso a un nivel mucho más bajo. Finalmente, sucede el período que es aún el nues-

⁷ El hotel termal de Puente del Inca ha sido arrasado trágicamente por una de estas avalanchas en el invierno de 1965.



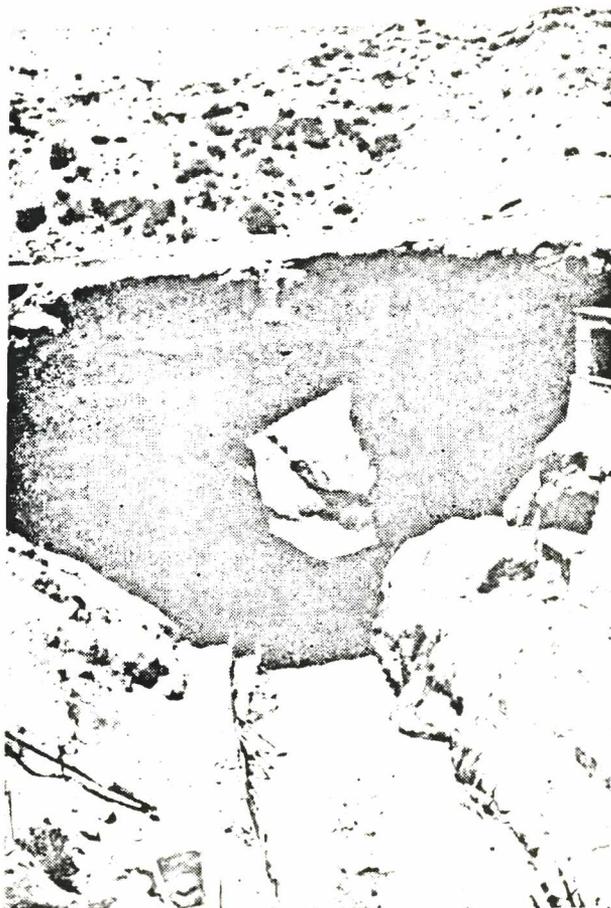
Fot. 7 — Fondo morénico del valle del río de Las Cuevas. Al fondo, el cerro Tolosa (5.432 m).

tro, durante el cual se establece una cierta estabilidad; una amplia abertura se produjo dando lugar al “puente” actual bajo el cual se ha inscrito el torrente.

Sin embargo conviene señalar que la abertura se agranda lentamente, lo que pone en peligro su estabilidad. Afortunadamente, los estudios para la conservación del “puente” están en realización ⁸.

La travertinización de la superficie señalada en torno de Puente del Inca, se observa valle abajo hasta el comienzo de la gran terraza fluvioglaciaria. Las aguas se empobrecen progresivamente de su tenor en calcáreo, como lo atestigua la disminución lenta de la caparazón, que termina por desaparecer. La transición con la terraza fluvioglaciaria, muy plana con respecto a este conjunto “abollado”, se realiza en forma brusca al nivel de la confluencia con el valle del río Tulpungato. Desde ese momento el fondo del valle cambia profundamente de aspecto.

⁸ MONTEVERDE, Augustín, *Preservación del Puente del Inca*, en “Caminos”, Buenos Aires, setiembre de 1967.



Fot. 8 — Puente del Inca.

IV. EL COMPLEJO MORFOLÓGICO DE PUNTA DE VACAS

El emplazamiento de Punta de Vacas es la encrucijada de un sistema de valles cuyos brazos están constituidos respectivamente por los de los ríos de Las Vacas de dirección N-S, de Las Cuevas de dirección W-E, del valle propiamente dicho del río Mendoza, que prolonga al de Las Cuevas, y finalmente por el valle del río Tupungato que llega desde el S (Fot. 9).

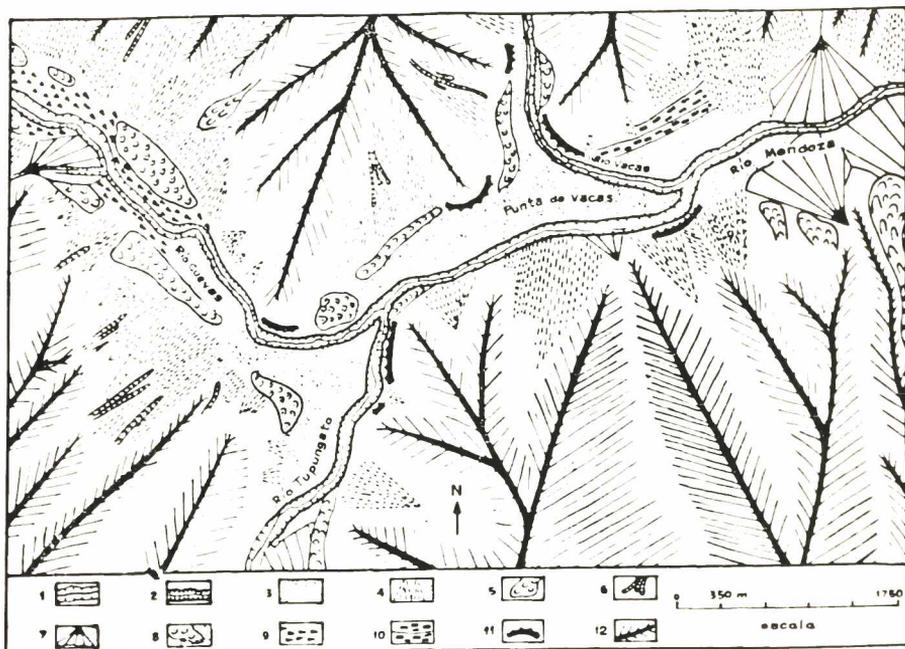


Fig. 6 — Punta de Vacas. 1) Lecho torrencial. 2) Lecho mayor muy encajado. 3) Terraza fluvio-glaciaria. 4) Vertiente de escombros. 5) Colada barrosa. 6) Colada de barro en lamiere. 7) Conos de deyeccion. 8) Morena lateral. 9) Morena de fondo. 10) Depositos lacustres. 11) Crestas rocosas.

A partir de la triple confluencia de este sector el curso del río Mendoza se orienta en una dirección muy neta, N-E, hasta el bolsón de Uspallata. Es también en las proximidades de Punta de Vacas donde se sitúa probablemente el límite de la avanzada extrema de las fases glaciarias del cuaternario. A partir de este punto aparece la gran terraza fluvio-glaciaria que adquiere una gran importancia en Uspallata. Por esto la sección del valle comprendida entre Punta de Vacas y el torrente Zanjón Amarillo presenta una real originalidad y plantea un cierto número de problemas que merecen ser estudiados minuciosamente.

De ahí resulta que por razones de comodidad de exposición conviene designar a esta zona; el complejo de Punta de Vacas.

1. *El paisaje*

Por comparación con la alta montaña, numerosos signos anuncian un cambio de paisaje. Las formas de solifluxión tienden a hacerse raras, salvo en lo que concierne a las coladas de barro en *lanières* que están siempre presentes en las raíces de los conos (Fot. 14). Éstos, por otra parte, se hacen cada vez más frecuentes y mucho más denudados que los de río arriba.

En este sector varios elementos permiten distinguir la parte "río arriba" y la parte "aguas abajo" del complejo morfológico de Punta de Vacas.

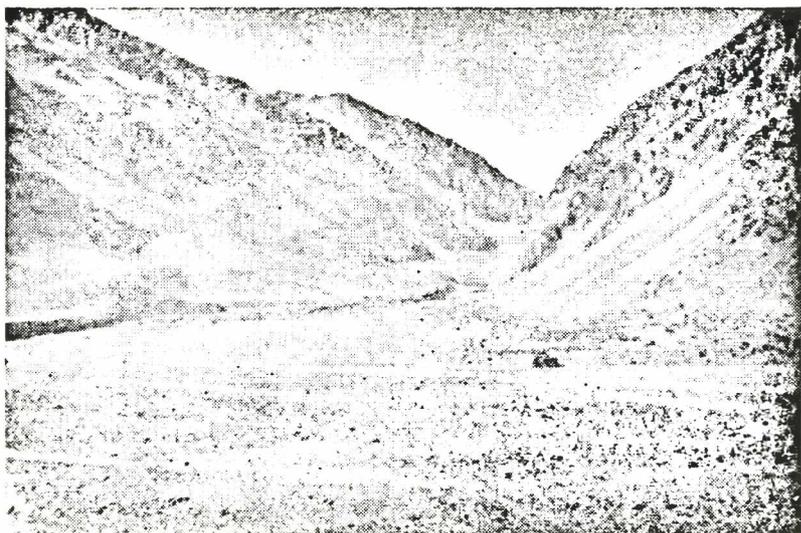
a) *Río arriba*. La parte de "río arriba" está representada, sobre todo en la zona de las confluencias, por la aparición de una vasta terraza fluvio-glaciaria que sustituye al fondo morénico. El material de la terraza es poco rodado, muy heterogéneo y comporta gigantescos bloques. Sin embargo, la superficie muy plana de su topografía es el aspecto más llamativo del paisaje (Fot. 9 y 10). La oposición con el fondo irregular del valle del río de las Cuevas es muy neta.

Un segundo aspecto aparece al comienzo del ombligo que se observa a nivel de las confluencias, lo cual refuerza la forma tabular de la terraza fluvio-glaciaria.

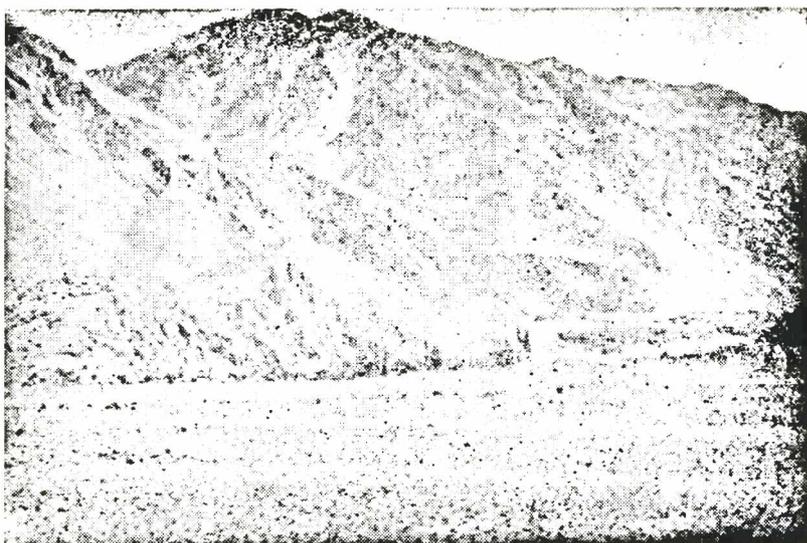
Se trata allí del único ensanchamiento discernible antes de la desembocadura del río Mendoza en el "bolsón" de Uspallata.

Finalmente, un rasgo característico digno de mencionar, es la disposición de los últimos testimonios morénicos, entre los cuales se observa un hermoso túmulo aislado que se eleva aproximadamente 50 m por encima de la terraza, cual una "isla" en medio de ésta (fot. 10). Desde lo alto de este gran túmulo se perciben los restos de morenas en *kames*, pegados contra las vertientes. Estos residuos testigos, han sido preservados gracias a su situación, protegidos como están, por espolones rocosos; a veces deben la conservación a su posición en la zona de confluencia. La erosión fluvial ha vuelto a cortar estos túmulos en triángulo; es el caso del testigo morénico observable en la confluencia de los valles del río de Las Cuevas y del río Tupungato⁹.

⁹ En el fondo de este último valle se eleva el cono nevado del volcán Tupungato (6.858 m) que el turista puede admirar desde Punta de Vacas gracias al corte que el valle abre en la montaña.



Fot. 9 — Entrada del valle del río Tupungato.



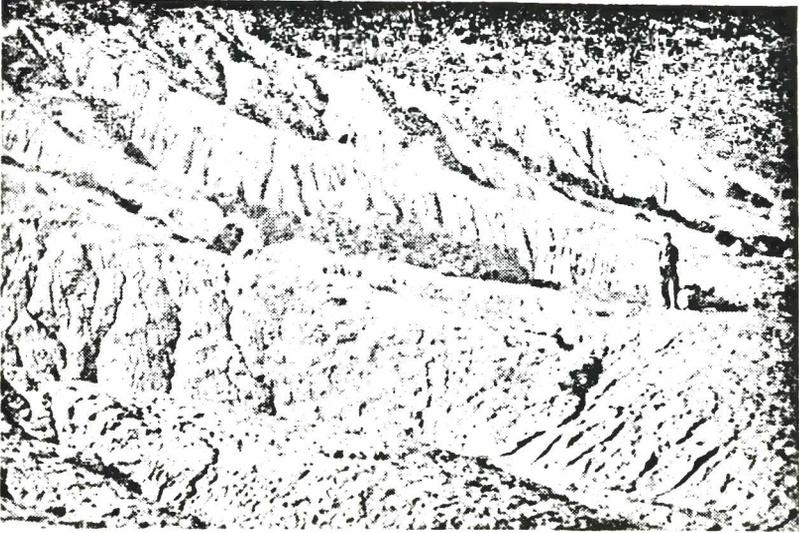
Fot. 10 — El túmulo morénico de Punta de Vacas.



Fot. 11 — Grietas en depósitos lacustres.

A la salida de este río, que es mucho más poderoso que el de Las Cuevas, el torrente ha sido desviado hacia el flanco derecho del valle por los conos de escombros de la vertiente izquierda. A continuación ha sido obligado a profundizar su lecho en una estrecha garganta en la misma roca. Al realizar esto ha cortado un resto de morena de *kames* que continúa adherida a la vertiente, a veces suspendido sobre el torrente.

Un poco más río abajo se produce el mismo fenómeno por el río



Fot. 12 — Grietas en “domo” de elefante.

de Las Vacas que se ha inscrito en la roca, en sobreimposición, en lugar de cortar en los materiales de la terraza fluvio-glacial.

A partir del río de Las Vacas, el valle se ensancha notablemente, dando oportunidad a las vertientes de extenderse, en razón de los conos de escombros, cada vez más numerosos hacia abajo, y también por el establecimiento de grandes conos de deyección recientes, que vienen a repartirse en perfiles cóncavos hacia el cielo, sobre la terraza fluvio-glacial.

b) *Río abajo.* Pasada la población de Punta de Vacas, situada sobre la terraza fluvio-glacial comprendida entre los ríos de Las Vacas y Mendoza, el curso del torrente se regulariza claramente, porque la pendiente se torna mucho menos violenta. Esta menor pendiente prosigue hasta la extremidad E del complejo que se define por la presencia de un enorme tapón recubierto aquí y allá de matas de vegetación espinosa.

Este tapón, de una altura de 310 m a partir del talweg, ha colmado el fondo del valle, de suerte que el curso actual del río Mendoza se encaja en este material en una verdadera garganta. Este inmenso “paquete” se extiende desde el río Colorado hasta la quebra-

da Zanjón Amarillo, o sea sobre más de un kilómetro de longitud.

Estos dos torrentes de la ribera derecha llevan bien su nombre si se juzga por el color de las aguas que acarrear. Más arriba de este dique natural, y pegado a la base de la vertiente expuesta al N, aparece un vasto banco de material rosa, recortado en barrancos que separan las crestas o las lomas. El examen detallado de este material demuestra que se trata de depósitos lacustres recientes relacionados con el dique natural situado aguas abajo (Fot. 11-12).

El enorme tamaño, la forma y el material de este tapón sugieren dos hipótesis respecto de su origen. La primera es la de un gran tapón morénico, apretado contra un cerrojo rocoso y que ha fijado el límite inferior de una fase glaciaria, la más baja, cuyos testimonios se observan en el valle.

La segunda es la de un gigantesco derrumbe de las vertientes que interrumpió el curso normal del torrente.

2. *La hipótesis de una morena*

El primer argumento que se presenta en favor de esta hipótesis es el de la situación del tapón. La altura, 2.350 m, en la base del talweg, es comparable a aquellas de las extremidades inferiores de las morenas de Vallecitos (2.800 m)¹⁰ al pie del cordón del Plata y de los ríos Salado (2.100 m) y Atuel (2.150 m)¹¹ situadas al S de la provincia de Mendoza.

Además, este tapón se asemeja a una morena frontal empastada y bloqueada sobre un fuerte cerrojo rocoso. El material está suelto y consta de numerosos bloques angulosos, desordenados, envueltos en una matriz terrosa.

La presencia de depósitos lacustres aguas arriba del dique puede ser interpretada como una prueba de la existencia de una antigua construcción glaciaria. El lago se habría formado detrás del dique natural que ofrecía la inmensa morena frontal en el momento del retroceso del hielo. Además habría cubierto casi todos los restos de morenas de retroceso comprendidas entre el tapón y el sitio actual

¹⁰ VIERS, G., *Observations sur la glaciation quaternaire dans les Andes de Mendoza*, en "Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest", T. XXXVI (Toulouse, 1965), p. 89-116.

¹¹ CAPITANELLI, R. G., *El río Atuel en su curso de montaña*, en "Boletín de Estudios Geográficos", Vol. III, N° 29 (Mendoza, Instituto de Geografía, 1960); y observaciones personales.



Fig. 7 - El complejo morfológico de Punta de Vacas. 1) Lecho del torrente. 2) Terraza fluvio-glacial. 3) Morena. 4) Escombros. 5) Depósitos lacustres río arriba. 6) Depósitos lacustres río abajo. 7) Colada de barro. 8) Soliflucción. 9) Terraza catastrófica. 10) Cicatriz de desprendimiento. 11) Desprendimiento. 12) Conos encajados. 13) Falla. 14) Crestas rocosas.

de Punta de Vacas, donde terminan los testimonios de morenas señalados anteriormente.

Si tal hipótesis fuera correcta sería posible hacer una primera tentativa de explicación que daría el esquema siguiente. Una primera gran fase glaciara permitió al largo glaciar que tomó el valle del río Mendoza avanzar hasta el cerrojo del Zanjón Amarillo. Ahí, éste habría bloqueado los escombros morénicos acumulados en altura, cuando el glaciar era incapaz, sobre su frente, de pasar el umbral constituido por el cerrojo. Así se explicaría la gran altura del tapón terminal.

A continuación, el glaciar, en el transcurso de su retroceso, habría dejado un vasto hueco inmediatamente después rellenado por las aguas de fusión que formaron el lago cuyos varves existen aún. Si hacemos la relación con las morenas del Tolosa y de Los Horcones, podemos considerar que dos fases glaciarias han afectado, en el cuaternario, el valle del río Mendoza. Sin embargo no habría que descartar la hipótesis de una sola fase con dos pulsaciones.

En verdad, todo este razonamiento es pasible de objeciones, algunas de las cuales son de tanto peso que nos hacen declinar en favor de la segunda hipótesis.

3. *La hipótesis de un derrumbamiento*

Hemos visto que la masa gigantesca del tapón no deja de sorprender, tanto más cuanto que la ausencia de “vallum” morénico es un fenómeno general en los valles andinos de la provincia de Mendoza.

Sería necesario descender hacia el S del país, en la región de Bariloche, para poder encontrar el esquema clásico del anfiteatro terminal con su arco morénico y el cono de transición.

Ahora bien, aquí se nota la ausencia, en primer lugar, de cono de transición. A estos dos datos generales se agregan los locales específicos. El “tapón morénico”, si lo hay, estaría compuesto de dos grandes colinas diferentes, lo cual es sorprendente, separadas por el curso del torrente. La de la ribera izquierda es un promontorio, de color amarillo muy pronunciado, cuya superficie está sembrada de grandes bloques y presenta numerosos trazos de soliflucción.

El torrente ha cortado a pique este promontorio dando un perfil muy neto en el material, que es con toda evidencia extremadamente blando. Por el contrario, las enormes acumulaciones de la ribera derecha, comprendidas entre el río Colorado y la quebrada Zanjón Amarillo, mucho más importantes por su volumen, son de color gris tirando al negro en algunos sitios.

¿Cómo aceptar la existencia de una “morena” frontal con tal diferencia de colores? Es necesario buscar otra explicación.

De cada lado del valle, al observar atentamente las vertientes, se hace evidente que estas dos partes del tapón son de origen local.

La colina amarilla tiene su origen en el flanco S del cerro Juan Pobre, bien conocido por los gendarmes de Punta de Vacas que de-



Fot. 13 — El río Mendoza abre su vía entre el derrumbe de la derecha y la colina de soliflucción de la izquierda.

ben despejar cada año la ruta en este lugar, cortada por las avalanchas que descienden del mismo. Dos magníficas cicatrices de desprendimiento son visibles desde la ruta, así como las coladas de barro en *lanières*, sobre la vertiente en cuestión. A nuestros ojos, ninguna duda subsiste sobre la génesis de esta colina amarilla. Se trata de un gran depósito constituido por una serie de fuertes coladas de soliflucción acumuladas unas sobre las otras, encima del “paquete” de la ribera derecha.

El corte actual de esta colina muestra aún los diferentes estratos superpuestos, que evocan el establecimiento en el sitio de coladas sucesivas. Sin embargo no es imposible que primitivamente un derrumbamiento haya trabado el proceso de las coladas de soliflucción (Fot. 14).

Frente a esta colina amarilla de materiales solifluidos, la gigantesca colina gris es mucho más impresionante, tanto por su talla, 310 m de altura, como por su longitud relativa, 1,5 km aproximadamente.

La superficie, groseramente “abollada”, está recubierta de bloques negruzcos, algunos de los cuales alcanzan proporciones impre-



Fot. 14 – Coladas de soliflucción superpuestas y estratificadas. Notar las cicatrices de desprendimiento y las coladas en *lanières*.

sionantes (Fot. 15-16). La gran proporción de estos bloques negros, de grauvacas, a los cuales no se mezclan más que granitos rosados, descarta toda hipótesis de una acumulación de origen glaciar.

En realidad, también ahí se trata de materiales de vertientes descendidos esta vez bajo la forma de un derrumbe colosal. La cicatriz de desprendimiento tiene una forma “en cuchara” perfecta. Es muy grande la altura desde la cual se han desprendido los materiales. Cerca de 2.000 m de desnivel para una longitud de 3 km aproximadamente. Después de haber procedido a una comparación

entre los materiales situados en la parte superior de la cicatriz y los que constituyen el derrumbe, no queda ninguna duda: se trata de las mismas rocas, de grauvacas entremezcladas con porfiritas.

Se hace muy fácil, por esto, explicar la presencia de los depósitos lacustres aguas arriba de este derrumbe que intercepta el valle.

Finalmente, contra la hipótesis de una morena, los dos desprendimientos reposan directamente sobre la terraza fluvio-glaciar que aparece 6 km aguas arriba.

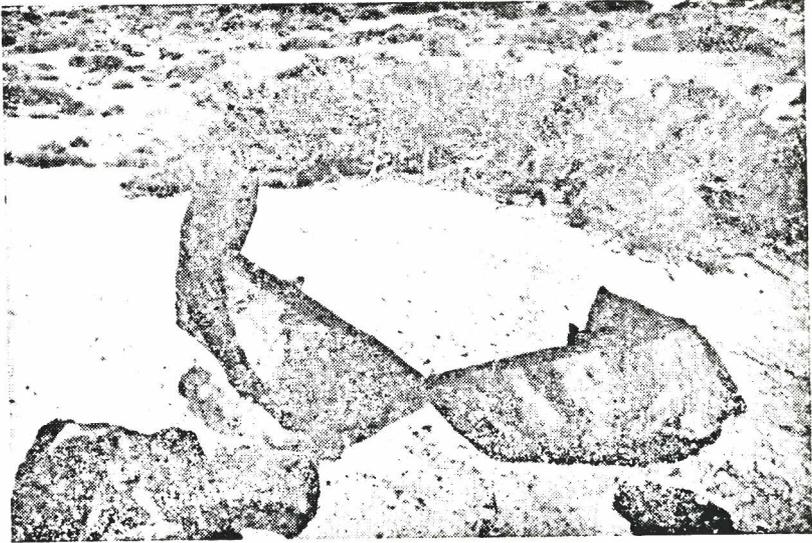
No se sabe cómo explicar la presencia de una morena sobre la terraza fluvio-glaciar. Además es necesario situar el límite inferior de la fase glacial, en la confluencia misma de los ríos que componen el Mendoza, en Punta de Vacas, hacia los 2.400 m de altura.

4. *Las "terrazas" de Punta de Vacas*

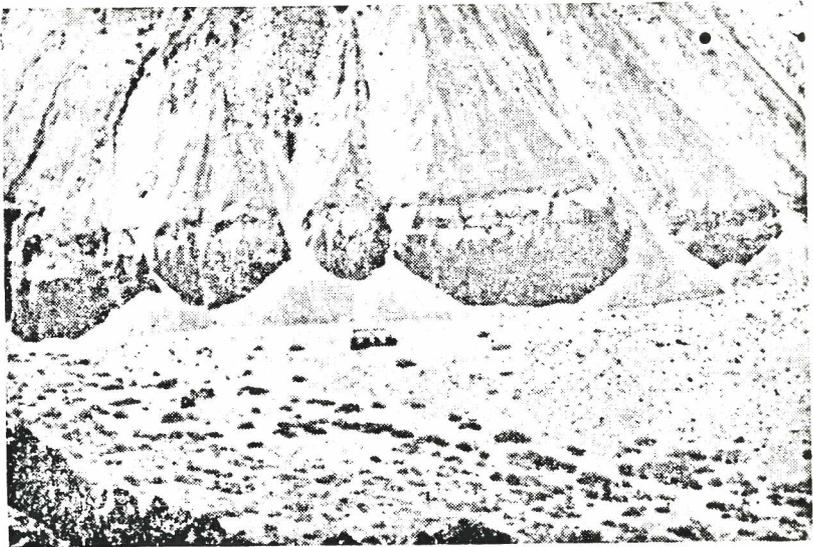
Un último punto queda por dilucidar en el complejo morfológico de Punta de Vacas: sobre la margen izquierda del valle del río Mendoza, y más exactamente entre el de Las Vacas que confluye en este lugar del valle y los conos de escombros, el observador se sorprende por la presencia de tres niveles de "terrazas" absolutamente planos, dos de los cuales en particular revisten una cierta importancia. Como en ningún otro punto del valle se vuelven a encontrar tales niveles, es necesario relacionarlos con las condiciones locales. Las dos terrazas más bajas, pero que se elevan, sin embargo, respectivamente 10 y 20 metros por encima de la terraza fluvio-glaciar, podrían ser relacionadas con los últimos restos morénicos que tienen una altura casi igual. Es decir que se podría estar en presencia de "terrazas" de *kames*.

Pero la terraza superior se eleva 40 m aproximadamente por encima del nivel superior de la gran terraza fluvio-glaciar. Por esto resulta difícil atribuir a estos niveles un origen glacial. Es igualmente difícil darles un origen fluvial porque en ningún otro punto del valle se vuelven a presentar.

De hecho, solo un examen atento de los materiales podría resolver el problema. Éstos están muy mezclados en superficie, y aun allí es necesario tener en cuenta los aportes de vertientes. Finalmente, la comparación de los datos altitudinales entre estos planos y los niveles de las superficies lacustres situados algunos kilómetros río abajo, permite establecer una correspondencia que disipa las últimas



Fot. 15 - Bloque de grauvaca, que ha estallado bajo la acción de la desagregación mecánica.



Fot. 16 - El derrumbe reposa en la terraza fluvio-glacial.

dudas. Se trata ahí de niveles de acumulación compuestos de productos variados de establecimiento lacustre. Son mucho más difíciles de identificar que sus correspondientes río abajo. En efecto, ellos han sido entremezclados con aportes laterales que en nuestros días los recubren casi completamente, por lo que su modelado, cortado en terrazas, llama la atención. Pero sobre todo estos depósitos son distintos por su modo de acumulación.

El lago, provocado por los dos grandes derrumbes, remontaba, lo hemos visto, hasta Punta de Vacas, donde los torrentes andinos lo alimentaban con sus aguas.

Pero realizado esto, el brusco freno impuesto por las aguas del lago, cortó el avance de las aguas torrenciales, que de repente se tornaron incapaces de continuar su misión de agente de transporte. Los materiales abandonados edificaron un terraplén sublacustre.

No queda más que imaginar el lago evacuando sus aguas en desagotes sucesivos, para explicar los diferentes niveles actuales, de los cuales el más antiguo, el más alto, corresponde al primer gran desagote.

V. LAS CONSTRUCCIONES FLUVIOGLACIARES

A partir de los enormes derrumbes de Punta de Vacas, el valle del río Mendoza adquiere un aspecto que no abandonará más hasta su salida de la montaña andina. Es posible bosquejar en unas pocas líneas el nuevo aspecto que, de un sector al otro, no es muy diferente. Los escasos cambios se caracterizan por el dominio absoluto sobre el paisaje de conos de escombros y de deyección que reposan sobre la terraza fluvioglaciar (Fot. 19). Una impresión aun más tiránica de aridez se desprende de estos escombros de rocas quemadas por el sol. Es casi imposible no notar la ausencia de vida que emana de esos montones rocosos. Solo el geomorfólogo puede alegrarse de este estado debido a que esto pone en evidencia los menores detalles geomorfológicos, lo cual facilita la lectura de las formas.

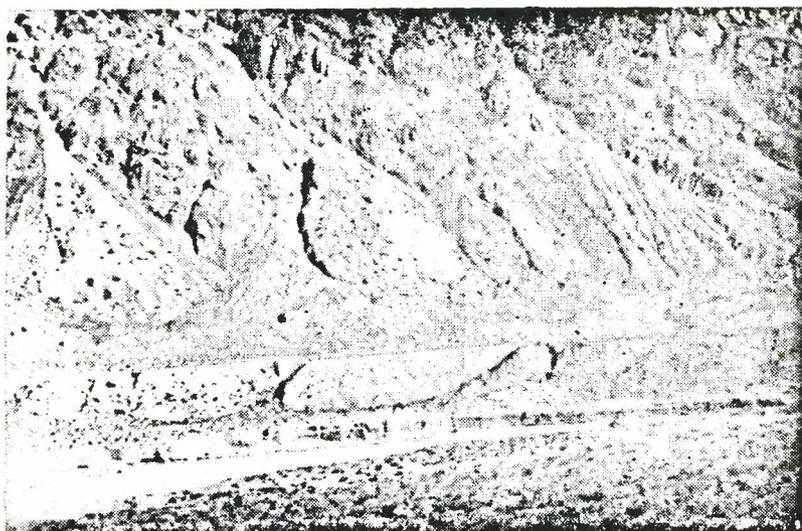
Los conos del río Mendoza y la terraza sobre la cual reposan merecen ser estudiados en particular.

1. *La terraza del río Mendoza*

Hasta el “bolsón” de Uspallata la terraza se presenta bajo la forma de banquetas discontinuas, localizadas en posiciones protegi-



Fot. 17 — Desagregación de rocas.



Fot. 18 — Paisaje morfológico típico del valle del río Mendoza.

das en las partes entrantes. La terraza está muy bien conservada en todas partes y en todos los lugares es reconocible por su frente paralelo al talweg, que proporciona un corte natural interesante.

Notemos al pasar que los valles afluentes no poseen terrazas aluviales. Es necesario ver en su perfil longitudinal, que presenta una pendiente fuerte para un corredor muy estrecho, la razón de esta ausencia de acumulación.

A la salida de la Cordillera Frontal, la apertura del cuadro montañoso se hace tal que la terraza se ensancha desmesuradamente en el “bolsón” de Uspallata, de modo que los habitantes de la cuenca, asombrados por esta extensión perfectamente tabular la han bautizado “Pampa de Tabolango” en la ribera izquierda y “Pampa de Uspallata” en la ribera derecha del curso de agua.

El desorden impera en los depósitos aluviales de la terraza, que presenta una facie perpetuamente cambiante, pero sin embargo es posible distinguir ahí un esbozo de estratigrafía ordenada en capas groseramente paralelas.

Si río arriba se nota aún, en la base, la presencia de la morena, por otra parte muy modificada, aguas abajo no hay más problema: ya no hay trazos. De arriba abajo el material pasa progresivamente de un calibre rudimentario a un debilitamiento cada vez más acusado para llegar a un material relativamente fino en Uspallata, compuesto en buena parte de arenas y gravas. Esta misma cuenca de Uspallata presenta lo que se podría considerar una anomalía en el paisaje.

Ya H. ENJALBERT había sido sorprendido por la existencia de dos niveles de terrazas en el bolsón de Uspallata, cuando él detectaba la presencia de una sola terraza en cualquier parte en el valle. Conviene pues esclarecer aquí esta “anomalía”. El examen de un corte proporcionado por el curso de agua en el punto donde se unen los dos niveles de terraza, punto de unión provocado por la desaparición total de la “terrazza” inferior sobre todo un sector, parece dar finalmente la clave del problema.

El corte en el conjunto de los aluviones, que tienen un espesor suficiente para que la roca *in situ* no aflore, incluso al pie del abrup-to, es de gran nitidez.

El material, debilitado, está compuesto de guijarros, gravas y arenas gruesas entre los cuales se intercalan aquí y allá algunos grandes bloques de considerables dimensiones. Cubriendo todo, se des-

taca por su color diferente, un suelo poco profundo, mucho más claro. Dicho de otra manera, el mismo material en la composición de las dos terrazas, el mismo modo de depósito y continuidad de las capas: parece estar aquí la prueba de que se trata, genéticamente hablando, de una sola y única construcción. El nivel inferior, en consecuencia, no es más que nivel de erosión que en nuestros días no aparece más que episódicamente. En efecto, el curso de agua ha desgastado poco a poco la base de este nivel en el transcurso de las crecidas y de sus divagaciones, y la ha borrado completamente en diversos lugares, tan bien que con mucha frecuencia no hay más que un solo nivel en abrupto sobre el torrente.

La construcción de la gran terraza fluvio-glaciar se remontaría en este sector al momento de la declinación de la gran fase glaciar, cuando la lengua de hielo alcanzaba a Punta de Vacas.

En esta época el volumen de los hielos acumulados era considerable, por lo tanto no es sorprendente que las crecidas por fusión de tal masa de hielo, provocadas por un recalentamiento del clima, hayan liberado grandes cantidades de agua. Estas aguas de fusión transportaron grandes masas de materiales acumulados sobre las vertientes y en el fondo del valle, y despejaron el valle en una primera fase. Sin embargo, siempre bajo este clima más cálido y más seco que el precedente, el papel considerable desempeñado por los glaciares en la alimentación de los cursos de agua disminuyó rápidamente porque siendo escasas las precipitaciones, los glaciares perdieron volumen. Desde entonces los poderosos cursos de agua de la cordillera se tornaron incapaces de asegurar el transporte de su carga a gran distancia. Un comienzo de rellenamiento, cada vez más importante, se operó hasta alcanzar la superficie culminante actual de la terraza, testimonio del antiguo lecho de inundación.

Luego, la fase del tardiglacial marcada por un clima más húmedo y más fresco, permitió a las aguas menos cargadas encajarse en dos grandes etapas, lo que explicaría el nivel de erosión elaborado en el espesor de la masa aluvial. En realidad habría que tener en cuenta también las divagaciones del curso de agua, en el transcurso de su rellenamiento y de su encajamiento, porque parece poco probable que la superficie tabular de la terraza de Uspallata sea el testimonio del antiguo lecho de un inmenso curso de agua que habría tenido un ancho de varios kilómetros en Uspallata, aun bajo un clima con mayores contrastes estacionales. La terraza ha sido cons-

truida, pues, por las divagaciones del río, algunas de las cuales se han producido en el momento del encajamiento de éste y han dejado varios niveles de erosión que se encuentran a la entrada de la gran Cordillera, del lado de la ruta que conduce a Las Cuevas. Hay allí seis o siete niveles establecidos por el encajamiento del curso de agua a expensas de la masa aluvial.

Finalmente, estas pequeñas fases cada vez más cortas terminan con el clima actual, cálido y seco, bajo el cual se observa una gran estabilidad y una fosilización de las formas. Solo los retoques de detalle se producen todavía en el transcurso de las grandes crecidas.

Quizá sería interesante abrir aquí un debate sobre el problema planteado por la génesis de las terrazas según el ejemplo proporcionado por las del río Mendoza. En efecto, este curso de agua no llega al mar, de modo que toda hipótesis basada en el eustatismo debe ser rechazada.

Retendremos la idea de que una modificación del clima y en consecuencia del régimen del curso de agua, pudo jugar una función preponderante en el encajamiento del río Mendoza.

2. *Los conos*

De todos los rasgos del modelado actual del valle, tal vez el más significativo sea el representado por la multitud de conos de todo tipo.

Sería inútil quererlos analizar demasiado en detalle; sin embargo es posible destacar en este conjunto multiforme dos grandes familias de conos de las cuales una representa aún una gran variedad, con frecuencia no uniformes.

a) *Los conos de escombros*. Los conos de escombros del valle del río Mendoza están formados de bloques y de piedras caídos, si no uno a uno, al menos en pequeños “paquetes” aislados y acumulados en la base de las vertientes rígidas, sobre todo cuando el material no resiste al helarse, como es el caso de ciertos esquistos particularmente fisibles. Esta acumulación se realiza en forma de cono, o también frecuentemente en forma de capa continua. Sus pendientes varían de 30 % a 35 % en general, y pueden elevarse hasta 37 % para ciertos granitos.

Su longitud puede alcanzar hasta más de 1.500 m en varios sec-



Fot. 19 - Uno de los numerosos conos de escombros.

tores del valle. En todos los casos su peso los ha llevado más lejos que los pequeños (Fot. 19).

Los más grandiosos están localizados en la parte inferior del alto valle, aproximadamente entre la población de Polvaredas y la salida del torrente en el "bolsón" de Uspallata. Sus tintes varían del gris azulado al amarillo claro pasando por todos los matices de rojos y ocre y fascinan a los numerosos turistas que se sirven de este camino. Su yuxtaposición forma un tapiz abigarrado cuya corona heterogénea está formada de raigones rocosos que proporcionan el material agrietado por el hielo y rico en color.



Fot. 20 — Pasaje de un cono de escombros de fuerte pendiente, a un cono de deyección de más débil declive.

Su génesis se debe en gran parte a la gelifracción y a la gelivación seca, favorecidas por el clima actual, muy seco, de tal manera que todos los flancos del valle están prácticamente revestidos de estos materiales (Fot. 20).

Parece que algunos son muy recientes, hasta actuales y siempre activos: río arriba de Punta de Vacas, varios conos han borrado literalmente en distintos lugares un antiguo camino de mulas que remontaba el valle a lo largo de la margen derecha del río Cuevas. A veces estos grandes conos están superpuestos formando un ángulo, de manera que es posible datarlos los unos en relación a los otros.

En todas partes parece que estos grandes conos de escombros de vertientes, que reposan sobre la gran terraza fluvio-glacial, son todos postglaciares.

Su génesis habría comenzado en el momento del retroceso del glaciar por la evolución del clima hacia una sequedad muy pronunciada, acompañada de un recalentamiento térmico. Ligeras modificaciones del clima podrían explicar la discontinuidad observada entre los conos que reposan directamente sobre la terraza y la generación de conos que permanecen pegados a la vertiente y cuya base descansa sobre los otros conos.

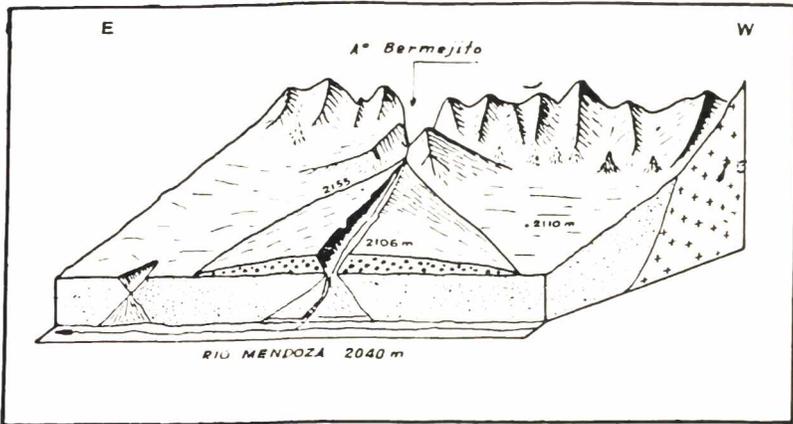


Fig. 8 — Conos encajados postglaciares.

Una tercera generación de menor importancia se ha formado a partir de cortes en la terraza fluvio-glaciaria, asentadas directamente sobre el lecho mayor del curso de agua (fig. 8).

b) *Los conos de deyección.* Los conos de deyección en abanico son más largos y mucho más anchos que los otros.

Muy numerosos y con frecuencia importantes, contribuyen en mucho a alargar la base de las vertientes. La fotografía aérea muestra una coincidencia perfecta entre los conos en forma de trompeta muy abierta y los contornos de la ruta que “evitan” un ascenso demasiado brusco. Igualmente los conos empujan a casi todas las corrientes contra la vertiente opuesta del valle, lo que hace que el río Mendoza divague constantemente entre estos conos que lo trasladan sucesivamente sobre la pared derecha, luego sobre la pared izquierda del corredor constituido por el corte en la terraza.

Pero especialmente su pendiente longitudinal apenas varía más allá del 15 % y desciende del 7 %. Otra gran diferencia con los conos de escombros es la forma de depósito de los materiales. Aquí son los grandes bloques los que cubren la parte superior del cono, mientras que los elementos más finos se sitúan en la base.

El depósito es provocado por la disminución brusca de la pendiente al llegar al valle principal, lo que retrasa el avance impetuoso de las aguas, que se tornan incompetentes y abandonan en el lugar los materiales transportados. Así se obtiene una elevación de los ca-

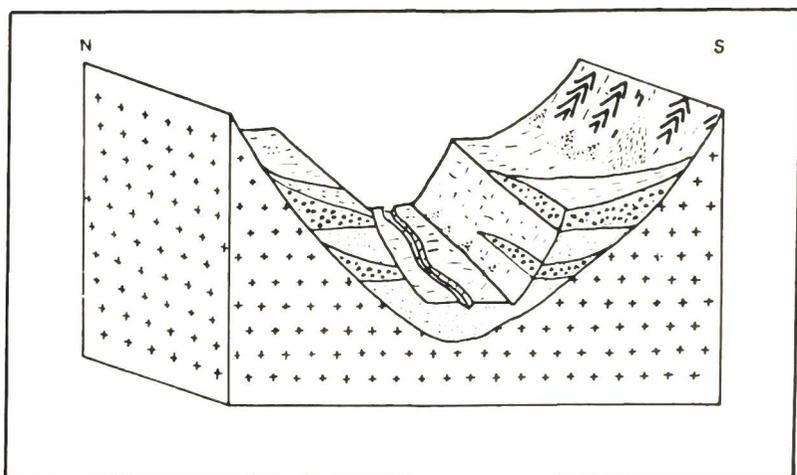


Fig. 9 — Conos estratificados en la terraza.

nales que elaboran el cono, lo que lleva a las aguas de crecidas a derramarse sobre éste (Fot. 18). Solo los torrentes todavía activos han podido realizar un corte profundo a lo largo del cono, corte que es central y que establece una simetría a menudo rigurosa de las dos partes del mismo. Sin embargo el torrente ha oscilado a veces entre las dos vertientes del cono de modo que a menudo se comprueba que corre sobre la vertiente de arriba del cono de deyecciones torrenciales. A veces, el pequeño hilo de agua estival desaparece por infiltración, produciendo la formación de una matriz terrosa que suelda entre sí los fragmentos rocosos rodados.

Pero todos los conos no son de la misma generación. El ejemplo proporcionado por los conos de deyección del arroyo Bermejito es desde todo punto de vista el más revelador (Fig. 8).

Pueden distinguirse tres generaciones. Del más antiguo solo quedan las raíces, pegadas a la roca *in situ*, pero cuyas cimas guardan toda su importancia inicial. La segunda generación es muy neta. Es la más importante, y la más notable de todo el valle. Constituida por amplios conos en abanico, a menudo coalescentes, forma uno de los lineamientos mayores del paisaje morfológico. La última familia, muy reciente, reposa directamente sobre el lecho mayor del torrente. Por



Fot. 21 — Estratificación de conos.

otra parte está constantemente amenazada por las crecidas estivales del curso de agua principal, pues amenaza con limpiar su lecho.

Si las dos últimas generaciones situadas en dos niveles diferentes se explican fácilmente, no se comprende la existencia de los conos más antiguos si no se hacen intervenir algunas modificaciones del caudal y de la capacidad de transporte de carga de los pequeños torrentes laterales en un período bastante reciente.

c) *Los conos encajados y los conos escalonados.* En esta sección del valle del río Mendoza hay un fenómeno que no puede dejar de intrigar, especialmente a la salida de dos pequeños cursos de agua temporarios. Examinando el abrupto vertical de la terraza, se distinguen netamente cuatro capas de colores diferentes, situadas exactamente debajo del cono de deyección. En seguida se hace evidente que estamos en presencia de un escalonamiento de conos, de los cuales el inferior está literalmente fosilizado en la terraza (Fig. 9).

Sin lugar a dudas, el color y la consistencia del material lo atestiguan, los dos conos han sido construidos por el mismo curso de agua. Queda por explicar el escalonamiento. Aquí conviene relacionar la



Fot. 22 — Cenizas volcánicas estratificadas.



Fot. 23 — Terrazas poligénicas.

génesis de las formas descritas con un fenómeno climático de tipo accidental y local que jugó un cierto papel en el momento de la elaboración del paisaje morfológico. El cono prisionero de la terraza ha sido construido cuando el aporte lateral de materiales lo llevó a expensas de aquel del torrente principal. Es por esto que la construcción del cono aprisionado en la terraza puede ser el resultado de múltiples causas: una tempestad particularmente violenta y muy localizada. Los torrentes tributarios de la zona afectada se encuentran bruscamente “llenos” y son capaces de transportar y, por lo mismo, de depósitos mucho más importantes. Otra causa podría ser la acumulación de los materiales transportados por el torrente y tomados en carga en ocasión de desprendimientos del tipo del situado aguas arriba de Polvaredas.

Pasando este accidente climático, el curso de agua terminó de acumular sus materiales hasta el nivel superior actual de la terraza. Después los torrentes laterales construyeron nuevos conos sobre ésta; a veces ellos se volvieron a juntar por encima de la terraza fluvio-glaciár.

La incisión posterior del lecho mayor da el resultado actual. Retengamos aún un detalle significativo que permitiría también una datación bastante precisa. Aguas abajo de Polvaredas, en el lugar llamado la Jaula, se encuentra apésadas dos capas de cenizas volcánicas. Están superpuestas y su color es de un blanco muy puro; la capa inferior, de bastante espesor, tiene más de un metro de alto por 300 m de ancho (fot. 22). Sin duda traídas del Tupungatito o del Tupungato por los vientos, testimonian la existencia de erupciones volcánicas en el momento de la construcción de la terraza fluvio-glaciár, lo cual sería sorprendente.

VI. CONCLUSIÓN

Hemos tratado de describir de la mejor manera posible las construcciones morfológicas características del alto valle del río Mendoza.

Hemos intentado luego comprender su génesis.

Procuraremos finalmente seguir las diferentes etapas de la elaboración del modelado.

Las enseñanzas extraídas de la interpretación de las formas de acumulación sucesivas, nos permitirán tal vez poner en evidencia las principales fases morfeoclimáticas del modelado antiguo.

A continuación de los grandes movimientos tectónicos del terciario y del cuaternario antiguo, los grandes valles andinos (entre ellos el del río Mendoza) fueron abiertos y vaciados: una erosión formidable trabajó en función del sistema de las pendientes y de las intemperies. Las enormes acumulaciones del piedemonte de Mendoza atestiguan en nuestros días la potencia de esta erosión.

El calibre del valle, su amplitud y los extraordinarios depósitos del piedemonte incitan a plantear el problema de una fase glaciaria máxima, anterior a aquella cuyos trazos hemos notado en el alto valle del río Mendoza.

Por otra parte numerosos autores se han aferrado a esta idea y particularmente P. GROEBER.

Este geólogo creyó descubrir, en varias formaciones del piedemonte, depósitos morénicos. En realidad, los estudios ulteriores y profundizados de estos depósitos prueban que se trata de formaciones de tipo molásico¹².

Por otra parte, la presencia de depósitos morénicos tan lejos de las cumbres, supondría que un amplio manto de hielo ha cubierto la cordillera. Tal cubierta debiera haber dejado trazos que no se descubren en nuestros días.

Es muy probable que no haya habido fase glaciaria anterior a la de Punta de Vacas, al menos en el cuaternario. En cuanto a la fase preglaciaria, reconocemos que un simple estudio de un solo valle no puede darnos más que una ligera idea de este período aún mal conocido. Sin embargo parece que el clima fue de una sequedad bastante pronunciada (glacis de piedemonte).

Inversamente, los numerosos depósitos correlativos de la fase glaciaria de Punta de Vacas, nos autorizan a formular algunas hipótesis.

Lo mismo que el túmulo morénico de Punta de Vacas, hay que atribuir a esta fase los restos morénicos que hemos encontrado en

¹² Ver los trabajos de J. POLANSKI.

posición protegida en la zona de confluencia de los ríos de Las Cuevas, Vacas y Tupungato.

De estos tres valles descendieron en otros tiempos grandes glaciares de los cuales el más importante fue, sin duda alguna, el del río Tupungato y el más débil el de Las Vacas. Pero la confluencia se efectuó “al final de la carrera” de manera que el glaciar colector no fue más lejos que Punta de Vacas (2.395 m).

A esta fase parece haber seguido un interestadio poco prolongado, que se tradujo por una evolución del clima en el seno de un recalentamiento.

Este nuevo clima provocó el retroceso del glaciar cuyas aguas de fusión se revelaron suficientemente poderosas para erosionar fuertemente el talweg, producir un ahondamiento del lecho torrencial y realizar, en un primer estadio, el rellenamiento del valle.

Esta formidable descarga fluvio-glaciar disminuyó rápidamente: su alimentación dependía demasiado de las aguas de fusión. De manera que cuando los glaciares hubieron perdido una gran parte de su volumen, las aguas rápidamente se tornaron incapaces de asegurar todo transporte.

Es así como desde abajo hacia arriba comenzó la construcción de la gran terraza fluvio-glaciar.

Notamos sin embargo la interrupción probable de esta acumulación por un período de sequedad que despojó de su potencia al torrente.

Se formó entonces una primera generación de conos de deyección, el retorno de un clima más frío y sin duda más húmedo se tradujo por un recrudecimiento del glaciar. Los trazos de este retorno ofensivo de los hielos son extremadamente frescos. Corresponden a las morenas del Tolosa y de Los Horcones. Es la fase tardiglaciar.

Hacia arriba los glaciares fueron extraordinariamente cargados y descendieron de los valles afluentes hacia el valle principal sin formar jamás un verdadero colector.

Hacia abajo, las aguas insuficientemente cargadas, se encajaron poco a poco. Este encajamiento, en el cual se puede distinguir dos fases, se tradujo por la formación de un conjunto de terrazas poli-

génicas. Un ejemplo extraordinario de estas terrazas se encuentra a la salida del río Mendoza en el “bolsón” de Uspallata (Fot. 23).

Una nueva modificación climática (un clima más cálido y seco) fue la causa de un nuevo retroceso de los glaciares, durante un período que denominamos postglaciar.

Este último retroceso llevó a los glaciares a sus posiciones actuales, y eso por cierto en varias fases.

Al mismo tiempo el caudal del río Mendoza declinó considerablemente, de suerte que el actual torrente posee un lecho mayor que él es incapaz de ocupar completamente, incluso durante las crecidas de primavera.

El postglaciar se distingue sobre todo por la constitución de los grandes conos de escombros tan característicos de los valles de los Andes de Mendoza.

Por último el clima actual provoca un adormecimiento general de la morfología. Desde ahora en adelante no observamos más que los retoques de detalle debidos a una muy débil erosión y el modelado puede ser considerado, en la actualidad, como paralizado (petrificado).