

Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos

GERHARD ABELE

*Universidad de Maguncia
República Federal de Alemania*

RESUMEN

Debido a la intensa erosión en los valles andinos las morrenas terminales y marginales de la última glaciación pleistocénica se conservaron sólo bajo condiciones morfológicas favorables.

En el caso de muchas barreras y escalones de valle en los Andes chilenos que fueran interpretadas hasta ahora como morrenas, no se trata de depósitos glaciales, sino de cuerpos de escombros de poderosos derrumbes de montaña prehistóricos.

En contra de una génesis glacial y a favor de una interpretación de derrumbe de montaña de estos cuerpos de escombros, tenemos su grosor extraordinariamente grande en comparación con las morrenas de los valles vecinos, el tamaño de los bloques individuales, su descompactación sin la pérdida de su coherencia, la ausencia de redondeamiento del material, además de razones locales (especialmente la composición petrográfica).

Una investigación acerca de la distribución de derrumbes de montaña prehistóricos tiene también un significado práctico. De acuerdo a la experiencia, los movimientos en masa se producen con especial frecuencia precisamente allí donde anteriormente se habían originado derrumbes de montaña. En los valles andinos chilenos deshabitados en gran parte, los peligros de los derrumbes de montaña no son tan grandes como en sectores andinos cordilleranos densamente poblados, especialmente en Perú. No obstante, un posible peligro se produce como consecuencia de los derrumbes de montaña, especialmente por el represamiento y posterior ruptura de lagos y a raíz de los cuales los sectores inferiores de los valles e incluso la depresión intermedia chilena pueden ser inundados.

Una especial atención debiera otorgársele a la región del río Laja, donde la laguna del Laja es represada por rellenos del joven volcán Antuco, que se ubica en medio del valle. Sedimentos lacustres de ruptura depositados aquí en un reciente pasado geológico son indicativos de que rupturas lentas o rápidas de lagos pueden repetirse también a futuro.

ZUSAMMENFASSUNG

Wegen der starken Abtragung in den Andentälern blieben End- und Ufermoränen der letzten pleistozänen Vergletscherung nur unter günstigen morphologischen Voraussetzungen erhalten.

Bei vielen Schwellen und Talstufen in den chilenischen Anden, die seither als Moränen gedeutet wurden, handelt es sich nicht um glaziale Ablagerungen sondern um die Trümmkörper mächtiger prähistorischer Bergstürze. Gegen glaziale Genese und für die Annahme von Bergstürzen sprechen bei diesen Schuttkörpern ihre im Vergleich zu den Moränen der Nachbartäler ausserordentlich grosse Mächtigkeit, die Grösse der einzelnen Felspakete, deren Zerrüttung ohne Verlust des Zusammenhangs, die fehlende Zurundung des Materials sowie lokale Gründe (insbesondere die petrographische Zusammensetzung).

Eine Untersuchung der Verbreitung prähistorischer Bergstürze hat auch praktische Bedeutung, denn erfahrungsgemäss ereignen sich diese Massenbewegungen besonders häufig dort, wo schon vorher andere Bergstürze niedergegangen sind. In den zum grossen Teil unbewohnten chilenischen Andentälern ist zwar die unmittelbare Gefährdung durch die Bergstürze nicht so gross wie in dichter besiedelten Teilen der Andenkordillere, insbesondere in Perú. Eine mögliche Gefährdung ergibt sich jedoch durch die Folgeerscheinungen der Bergstürze, vor allem durch Aufstau und anschliessende Ausbrüche von Seen, bei denen auch die tieferen Talräume, ja selbst Teile der chilenischen Längssenke überflutet werden können.

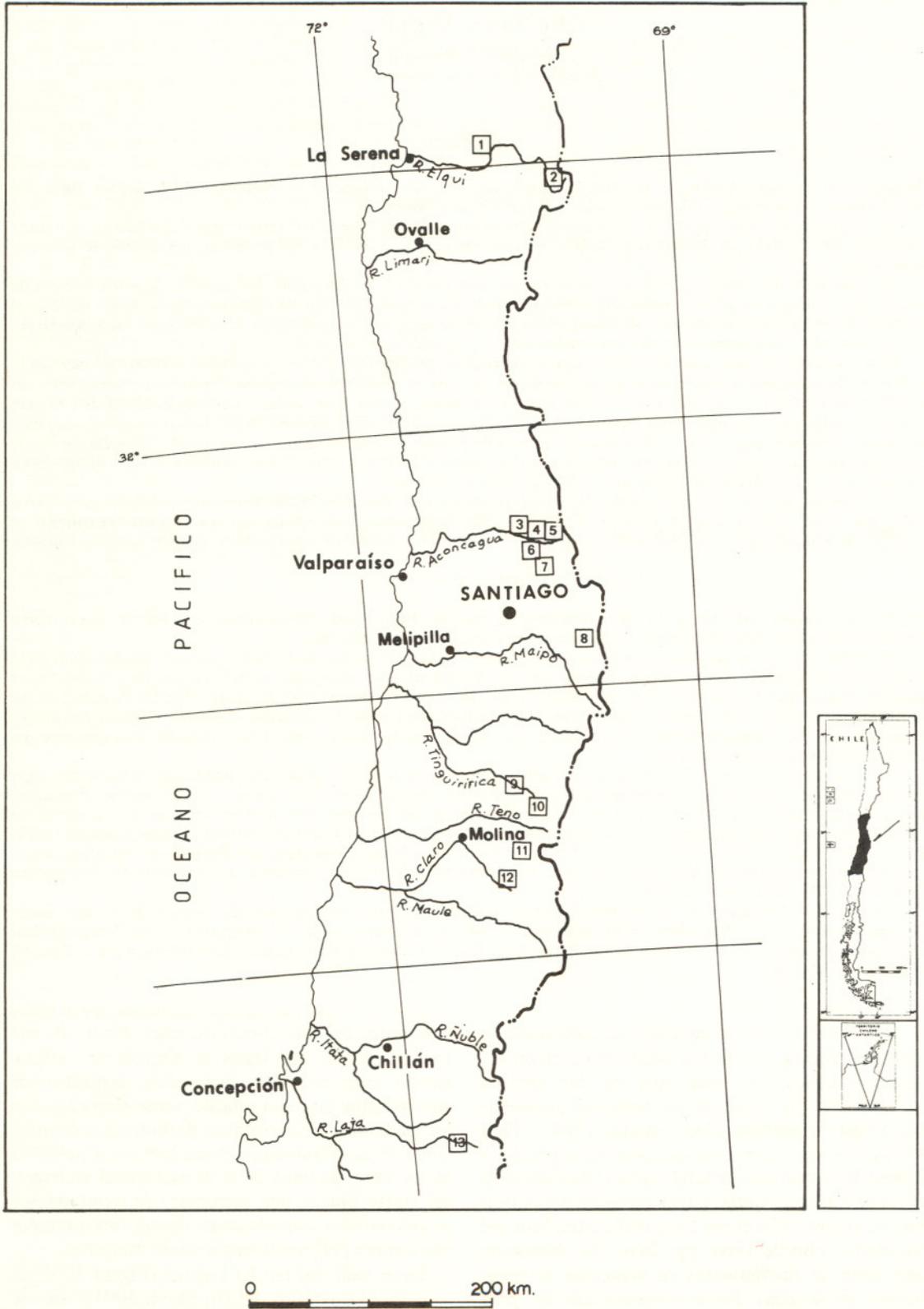
Besondere Aufmerksamkeit sollte dem río Laja Gebiet zugewandt werden, wo die laguna de la Laja durch Aufschüttungen des im Tal gelegenen jungen Antuco-Vulkans aufgestaut wird. In junger geologischer Vergangenheit abgelagerte Seeausflusssedimente weisen hier darauf hin, dass sich langsame oder schnelle Seeausflüsse auch in Zukunft wiederholen könnten.

Durante los últimos decenios se produjeron, a menudo, aludes de rocas y deslizamientos en los Andes chilenos. Al igual que en los rápidos movimientos de masas de las restantes montañas del ámbito circumpacífico (Alaska 1964 y Perú 1970), fueron, generalmente, desatados por temblores. Esto también es válido para el derrumbe de rocas de Las Cortaderas, cuyos escombros bloquearon en el año 1958 el río Yeso (valle lateral sur del río Maipo) (Borde 1966, pp. 269-273), además de una serie de movimientos en masa que se registraron en la zona sur a consecuencia del gran

terremoto del año 1960 (Weischet 1960, Tazieff 1960, además de Davis y Karzulovic, 1961). Mucho más extensos que estos depósitos de movimientos en masa relativamente pequeños son los escombros de derrumbes prehistóricos de montaña que conforman poderosas barreras y peldaños en los valles andinos de la Zona Central chilena y del Norte Chico. Los derrumbes de montaña que se enumeran a continuación fueron interpretados hasta ahora preferentemente como morrenas:

1. En el valle del río La Laguna (Figura 1, Nº 2; hoya hidrográfica del río Elqui, 30°12' sur) se

Fig. 1: Ubicación de los lugares mencionados



observan potentes derrumbes de montaña que se deslizaron por la vertiente oriental del valle y que se ubican aguas abajo del embalse La Laguna (3.140 m). Fueron interpretados por Brügger (1950, pág. 214) y Paskoff (1970, pp.149-152) como morrena terminal Würm, y por Viers (1978, pág. 454 y ss.) como morrena terminal Riss.

2. Derrumbes de montaña configuran altos escalones en el valle de Portillo (Figura 1, N° 5; hoya hidrográfica del río Aconcagua; 32°50' sur). Las partes sobresalientes de estos escombros fueron interpretados como morrenas de la glaciación Würm, por Brügger (1950, pág. 216 y sig. y 254) y por Caviedes (1972, págs. 20 y ss. y 64).
3. El valle del río Yeso (Figura 1, N° 8; correspondiente al Hinterland de Santiago; 33°40' sur) tiene una área cubierta de escombros de una extensión de casi 15 km de largo y de una superficie de 22 km², correspondiente a un derrumbe del cerro Mesón Alto (5.257 m). Marangunic y Thiele (1971, pág. 8 y ss.) le atribuyen la calidad de morrena a estos escombros y le estimaron una potencia máxima de 400 m y un volumen de 4,5 km³.
4. En el valle del río Tinguiririca, aguas abajo de las Termas del Flaco (Figura 1, N° 10, 34°56' sur) se ubican unas ondulaciones que son originarias de un nicho de desprendimiento ubicado al sur. Lankenau (1958, pág. 67) las considera como morrenas de la última glaciación.
5. Poderosas ondulaciones producto de derrumbes de montaña están presentes en el río Claro, en Los Queñes, en la hoya hidrográfica del río Teno (Figura 1, N° 11; 35°08' sur). Mac Phail (1973, pág. 520 y ss. y 528 y sig.) clasificó estas ondulaciones como morrena lateral.
6. Escombros de derrumbes de montaña provenientes del volcán Antuco rellenan el valle del río Laja a lo largo de 16 km (Figura 1, N° 13; 37°23' sur). Brügger (1950, págs. 226 y 254) las interpretó como morrenas de diferentes estadios del glaciar Würm.

En el marco de la siguiente presentación de derrumbes de montaña en Chile se ha otorgado especial énfasis en poner de manifiesto aquellas características que permitan distinguir derrumbes de montaña de morrenas. Además de ello se destacan sobre todo el origen, la mecánica, la datación y fenómenos que son consecuencia de estos derrumbes de montaña. La investigación tiene un aspecto práctico, ya que los derrumbes de montaña y de rocas se producen con frecuencia allí donde ya se han originado deslizamientos en masas en tiempos históricos o prehistóricos. En los

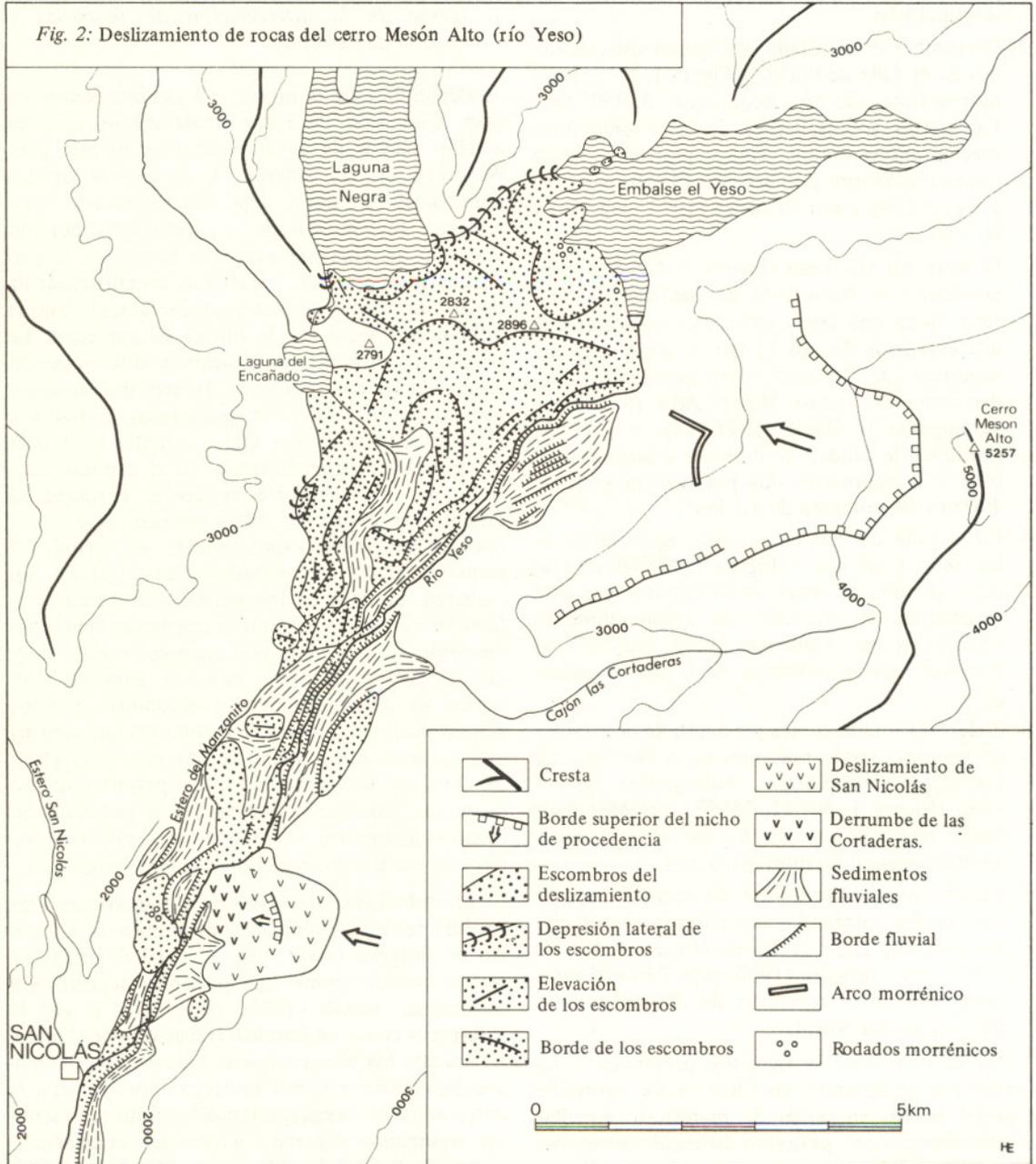
valles andinos, escasamente poblados, las consecuencias directas de los derrumbes de montaña que amenazan a los hombres son menos importantes que las indirectas, especialmente por los desbordes de las represas acumuladas por los derrumbes.

1. *Acerca de la diferenciación de morrenas y material de derrumbe*

Derrumbes de montaña son deslizamientos de gran dimensión de rocas y escombros que sin adición mayor de agua se desprenden con gran velocidad en las laderas. A la inversa de los sedimentos fluviales y depósitos morrénicos cuyo material fue movilizado y acumulado por un material de transporte (agua y hielo), su desplazamiento se produce —igual que las corrientes de barro— sin medio de transporte, solamente bajo la influencia directa de la fuerza de gravedad. La tabulación posibilita una primera diferenciación gruesa de las cuatro formas de depósitos mencionados. En lo relativo a sedimentos fluviales y glaciales ésta se refiere sólo a aquellos materiales transportados a gran distancia. Si el camino recorrido por el transporte es breve, entonces se dificulta la distinción entre sedimentos y movimientos en masa, especialmente en virtud del pequeño grado de redondeamiento (tabla). Sin embargo también es frecuentemente difícil clasificar en el terreno escombros que hayan tenido un recorrido mayor. Así, por ejemplo, resulta muy difícil distinguir entre morrena superior con cantos sin redondeamiento y escombros rocosos de gravedad. Estas masas de escombros que conforman barreras en los valles andinos chilenos tienen, sin embargo, una claridad tal que permiten que se las pueda clasificar de derrumbes de montaña. Se intenta ejemplificar lo anterior con la poderosa barrera de escombros en el río Yeso (véase figura 2).

El umbral del río Yeso está compuesto en gran medida por masas compactas de granito. Al contrario de Brügger (1946, pág. 32 y 1950, pág. 225), que la postula como una poderosa depositación morrénica, Borde (1966, págs. 371 y ss.) la interpreta como un batolito trabajado por el hielo. Solamente los bloques que se encuentran por encima lo considera como morrena. Sin embargo la extraordinaria desagregación del granito representa un argumento contrario a que sea considerado como elevación rocosa (monadnock). Si se tratase aquí de una roca preexistente, resultaría difícil imaginarse por qué el glaciar había preparado este material como una forma entera. Esta interpretación de Borde se contrapone completamente con las investigaciones geofísicas de Marangunic y Thiele (1971, pág. 10), que muestran un basamento que se encuentra a un máximo de 400

Fig. 2: Deslizamiento de rocas del cerro Mesón Alto (río Yeso)



metros bajo la actual superficie, demostrando así que el umbral está compuesto de escombros. Ambos autores interpretan este bloqueo del valle como una morrena terminal de un glaciar del valle de la Laguna Negra (1971, pág. 8-15). A favor de esta tesis habla la configuración lobulada del margen sur del lago, además de la composición petrográfica del umbral, ya que está compuesto por andesitas y granitos, que son las rocas que determinan la hoya hidrográfica de la Laguna Negra.

En contra de una clasificación de estas masas de escombros como morrena y en contra de un origen de este material en el valle de Laguna Negra se pueden esgrimir, sin embargo, una serie de objeciones.

1. Este umbral de escombros está compuesto exclusivamente de granito en el área inmediatamente limítrofe de la Laguna Negra. Como en la hoya hidrográfica del valle de la Laguna Negra existen también otras rocas, no se puede explicar por la acción glacial una sedimentación de escombros graníticos tan pura que atravesase perpendicularmente el valle.
2. Se observa una ausencia de cantos rodados en el ámbito del umbral, salvo una excepción que se anotará más adelante.
3. La barrera de escombros está compuesta en gran medida por enormes bloques rocosos. En la fotografía aérea se puede de este modo seguir el banco rocoso de andesita al suroeste del embalse del Yeso por más de 1,5 km. Un bloque de estas dimensiones no puede ser transportado por un glaciar.
4. Estos grandes paquetes rocosos están fuertemente desagregados, pero, sin embargo, han conservado su ordenamiento interno. Esto también es válido para el gran bloque andesítico nombrado. En caso de un transporte glacial el ordenamiento interno se habría diluido.
5. En comparación con las morrenas de los valles vecinos, el umbral de escombros del río Yeso tiene una extraordinaria potencia y extensión. Una diferencia volumétrica de tal magnitud no se puede explicar exclusivamente con una interpretación glaciomorfológica.
6. No existe una continuación aguas arriba de las masas de escombros en forma de morrenas laterales. En casos de morrenas terminales de tal enorme envergadura lo anterior sería de esperar, más aún si las condiciones morfológicas para su formación y mantención (escasa pendiente en el valle) están dadas.

En el supuesto de un transporte glacial desde alguno de los otros dos valles (río Yeso y Laguna del Encañado) se detectan las mismas dificultades como en el caso del valle de Laguna Negra.

No tan obligada es la inserción de la interpretación de la barrera de escombros de un derrumbe de montaña en el cuadro morfológico y geológico general. Los siguientes signos típicos se pueden destacar como características de un gran derrumbe de montaña en el río Yeso:

1. Paquetes rocosos muy grandes que no obstante la intensa desagregación han conservado su unidad interna.
2. El hecho excepcional de un ordenamiento vertical de bloques intensamente desagregados pero coherentes en el sector inferior y bloques sueltos, pero sólidos en el ámbito superior (como por ejemplo en el corte del río Yeso 2 km al norte de San Nicolás).
3. La existencia de granitos continuos a lo largo de grandes extensiones por un lado y andesitas por otro sin una mezcla con otros componentes. Al suroeste del embalse del Yeso se puede seguir a lo largo de 4 km un claro límite entre andesita y granito.
4. La formación en dirección aguas abajo de una lengua de escombros con mecanismos de derrumbe, cuyas características es preciso revelar.

El lugar de origen está cerca de la máxima acumulación de masas, es decir, en el ámbito del umbral de los escombros. Como explicación se ofrece al este un gran nicho en la ladera occidental del cerro Mesón Alto (5.257 m), cuyas paredes están compuestas por andesitas y granitos al igual que el derrumbe. El volumen del nicho es del orden de 4,3 km³. Para la determinación del volumen se unieron mediante una línea recta los puntos donde las isohipas se unen con ambos lados del nicho. Debido a que la masa que se desprendió tenía antes de su deslizamiento un relieve propio, hoy día irreconstituible (sectores sobresalientes y depresiones), el volumen se puede estimar en términos generales. Marangunic y Thiele (1971, pág. 10) calcularon un volumen de 4,5 km³ para la masa de escombros en el valle. Por consiguiente, ambas cifras volumétricas calzan bien. Si se considera la desagregación (aumento de volumen) que se obtiene al producirse el derrumbe de montaña, entonces el volumen, ya sea de la zona de desprendimiento, debiera ser algo menor o, en su defecto, estimar algo mayor el volumen del área de depositación.

El supuesto de un derrumbe del cerro Mesón Alto cuenta con una base adicional de apoyo al comparar las características de depositación del granito y andesita en la zona del desprendimiento y en la zona de depositación. En la zona del desprendimiento los granitos se ubican en los sectores inferiores del ala norte, mientras que sus sectores superiores están compuestos por andesitas. Por el contrario, el flanco sur está compuesto exclusivamente por andesitas. El extremo norte de

la región de depositación está compuesto exclusivamente por granito en su sector distal, mientras que en su comienzo, por andesitas. Esta roca predomina también en el sector sur del área de depositación. Esta es exactamente la distribución que se puede esperar a raíz de un deslizamiento desde el nicho.

2. *El origen y la puesta en marcha de los derrumbes de montaña*

La razón externa de los derrumbes de montaña, la disección fluvial y glacial de las laderas, está presente en muchos valles de los Andes. Para que se produzca allí un desprendimiento de una masa rocosa mayor deben adicionarse razones internas. Pertenecen a este tipo superficies continuas de heterogeneidad que pueden actuar como superficies de desprendimiento y/o como superficies de deslizamientos (grandes grietas, fallas y superficies de estratificación). En este proceso tienen importancia las grietas de descompresión que se disponen en forma paralela a las laderas a raíz de la descompresión como consecuencia de la evacuación fluvial y glacial de los valles.

Si las masas rocosas están predisuestas al movimiento por causas externas e internas, entonces se precisa sólo de un suceso que lo desate para iniciar el proceso de movimiento (temblor o precipitaciones intensas).

Una posición especial tienen los poderosos escombros compuestos por bancos de lava muy desagregados ubicados al pie del volcán Antuco (Figura 3). En torno a la vertiente norte, este y sur del cono volcánico se ubica una barrera con forma de una herradura. Constituye la elevación más alta que se conserva de un antecesor del Antuco, que alcanzaba una altura mucho mayor (volcán Laja, según Brüggén 1942, pág. 11). Esta "herradura" del volcán Laja se asemeja a aquella dejada por el desprendimiento del año 1981 en el cono volcánico en el Mt. St. Helens (Wash., EE.UU.). Debido a que los escombros que yacen en el río Laja se ubican inmediatamente antes de la apertura de la "herradura", se les pueden considerar como su lugar de origen. De acuerdo a esto, al pie del Antuco se esparcen los escombros que se deslizaron del volcán Laja. El actual cono del Antuco surgió recién luego del deslizamiento del derrumbe en "herradura" del volcán Laja. Es factible asumir una causal volcánica para el deslizamiento de los escombros por el valle. En el caso del Mt. St. Helens los escombros no se desplomaron por una acción volcánica directa, sino que a raíz de un aumento de la pendiente de las laderas del cono por una acción volcánica. En relación a si el origen del derrumbe en el río Laja fue una causa volcánica directa o como en el caso del Mt. St. Helens una

causa volcánica indirecta, podemos decir que lo que se sabe es que los escombros, una vez puestos en movimiento, estuvieron sujetos a las mismas leyes de gravedad y fricción que en el caso de un derrumbe normal.

En el valle del río Claro en los Queñes existen escombros de otro derrumbe de montaña que fuera puesto en movimiento por una causal volcánica.

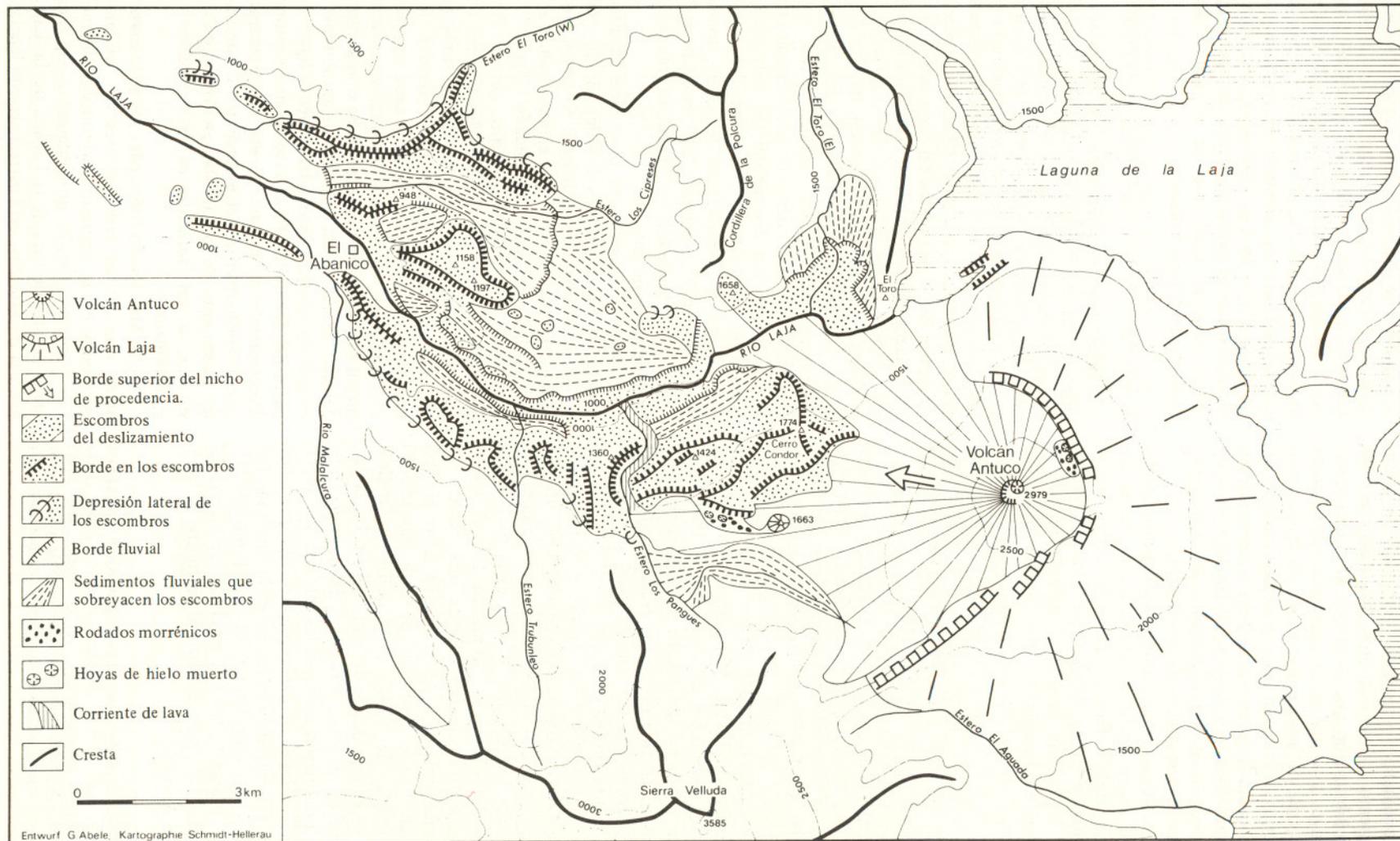
3. *La mecánica de los derrumbes de montaña*

Los derrumbes de montaña se pueden desplomar ya sea en forma de un deslizamiento en bloque o un deslizamiento diferenciado de bloques, y también a la manera de un movimiento fluido. Durante el proceso se desarrolla una sucesión temporal y un ordenamiento espacial paralelo, además de todas las formas de transición entre estos dos tipos básicos de movimientos en los derrumbes de montaña. La mayoría de los grandes derrumbes de montaña recorren la mayor parte de su camino en calidad de un desplazamiento diferenciado de bloques. Esto lo demuestran los bloques de rocas a menudo muy grandes y con varios cientos de metros de aristas, y que han conservado su ordenamiento interno. En los Andes chilenos lo anterior es válido para los siguientes derrumbes de montaña: embalse La Laguna, Portillo, río Yeso, río Claro en los Queñes y Antuco. El deslizamiento de los poderosos bloques se produjo probablemente a través de autolubricación de las superficies de deslizamiento. Se logra un efecto de autolubricación, según Erismann (1979), cuando se produce una transformación (derretimiento o disociación) de las rocas sobre superficies de deslizamiento.

A la luz del ejemplo de los escombros en el río Yeso (Figura 2) se expondrá la sucesión de fases cinéticas de un gran derrumbe de montaña:

1. Un desprendimiento unitario de un bloque desde el nicho en la montaña en el cerro Mesón Alto. A consecuencia de la gran potencia del paquete rocoso y de la gran diferencia de altura de la superficie de deslizamiento se logró una autolubricación. Con ello se produjo un aumento de la velocidad.
2. El bloque se deslizó con gran velocidad sobre el valle del río Yeso.
3. En la ladera contraria el sector norte del bloque fue frenado abruptamente y se detuvo muy disgregado, pero conservando mayoritariamente su coherencia. Durante este proceso se generó la barrera que atraviesa el valle del río Yeso (altura 2.832 y 2.896 m).
4. El sector meridional del bloque no se detuvo durante este primer proceso de frenado. Se desvió del sector norte que había sido retenido,

Fig. 3: Deslizamiento volcánico del Antuco (río Laja)



aprovechando superficies internas de deslizamiento en los escombros. A raíz del efecto de autolubricación que se generó, el bloque no se detuvo, sino que se desplazó por la pendiente del valle en forma divergente de la dirección primitiva. Durante este proceso moldeó un acantilado abrupto cóncavo en el sector septentrional. Este representa paralelamente un nicho secundario de desprendimiento del sector meridional que se deslizó desde el norte.

5. Del sector sur que continuó deslizándose por el valle hacia abajo se produjo una desviación hacia ambos flancos del valle como consecuencia del roce, dando lugar a barreras laterales. La barrera orográfica derecha represó la Laguna del Encañado. Su abrupta pendiente interior es aquella superficie de deslizamiento que dejó el bloque rocoso luego de su desplazamiento. El bloque rocoso dejó además una zona baja entre ambas barras marginales que está ocupada por el estero Manzanito.
6. La masa rocosa que avanzó entre las dos barras laterales en un movimiento diferencial, producto de una autolubricación, se detuvo recién después de la desembocadura del cajón Las Cortaderas. Allí formó una barrera de escombros en el medio del valle que orográficamente está limitada hacia la izquierda por el río Yeso y a la derecha por el estero Manzanito.

En los derrumbes de montaña de Portillo se observa un nicho secundario de desprendimiento (i.e. un nicho interno en los escombros) (Figura 4). Se formó una vez que la masa principal de escombros se detuvo y cuando el sector de ella que miraba aguas abajo se desvió y continuó su deslizamiento. Como consecuencia, dejó una superficie cóncava de deslizamiento en los escombros claramente identificable y cuya cima muy aguda alcanza alrededor de 2.750 metros. El material del deslizamiento secundario forma una barrera de escombros ubicada a 2.500 metros sobre el nivel del mar. Como resultado de este movimiento diferenciado de masas es el perfil longitudinal varias veces escalonado del valle del río Juncalillo.

También en otros derrumbes de montaña chilenos se produjeron divergencias internas y/o superficies secundarias de deslizamiento. Así, por ejemplo, en el deslizamiento rocoso en la quebrada Las Mercedes, un valle lateral del río Turbio (29°55' lat. sur, Figura 1, N° 1) y en el caso de bloque del cerro Cóndor¹, perteneciente al derrumbe de montaña del Antuco.

También se han formado barras marginales como en el río Yeso en los derrumbes de montaña que se desplazaron por el valle en Portillo y en el río de la Laguna. Particularmente poderosas son las barras marginales a ambos lados del río Laja, originadas a raíz del derrumbe del volcán Antuco. En el río Claro, en Los Queñes, se desarrollaron varios sistemas de barras marginales encajados unos sobre otros al igual que en el derrumbe de montaña del Mt. St. Helens.

4. Consecuencias de los derrumbes de montaña

Con el desprendimiento de los derrumbes de montaña las condiciones hidrográficas y morfológicas de muchos valles andinos se vieron modificadas abruptamente. Aguas arriba de los escombros se ocasionaron a menudo represamientos (por ejemplo, laguna del Inca aguas arriba de los escombros de Portillo, Laguna Negra y Laguna del Encañado, detrás de los escombros del cerro Mesón Alto). Estos lagos de represamiento son construcciones muy breves desde un punto de vista geológico, porque ya sea por profundización del río que lo drena y/o por sedimentación de sus afluentes desaparecen relativamente rápido. En caso que la sedimentación de la cuenca lacustre sea más rápida que la disectación del umbral del derrumbe, se forman planicies aluviales. Es el caso del río Yeso, aguas arriba de la barrera del derrumbe, donde se conservaba sólo un pequeño lago antes del embalse del Yeso, donde una vez existió un gran lago natural de represamiento.

El material evacuado al producirse el disectamiento de los escombros fue depositado nuevamente aguas abajo de la barrera en trazos largos, bien estratificados, como, por ejemplo, aguas abajo del derrumbe del Salto del Soldado (Figura 1, N° 3; 32°54' sur; hoya hidrográfica del río Aconcagua), río Yeso, río Claro en los Queñes y río Laja. La depositación que nace del derrumbe en el embalse La Laguna alcanza una extensión de 80 km. Como los flujos estudiados aquí se refieren exclusivamente a sucesos prehistóricos, resulta difícil establecer en cada caso si ha sido la ruptura del lago producto de un efecto de autointensificación o un rebajamiento relativamente lento de la barra del derrumbe. En el caso de una ruptura, el disectamiento de la barra sucede tan rápidamente que el encajamiento del escurrimiento conduce a un incremento de la cantidad escurrida y ésta, a su vez, a un aumento en la excavación del escurrimiento.

Según Mac Phail (1966, pág. 151), las masas de arena que cubren varios cientos de kilómetros cuadrados en la depresión intermedia chilena en Los Angeles fueron probablemente depositadas luego de una ruptura de la Laguna de la Laja. La historia de este lago está estrechamente ligada con

¹ BRUGGEN (1942, pág. 14), VERGARA y KATSUI (1969, págs. 31-34) clasifican al cerro Cóndor como un volcán independiente. Al contrario, Mac Phail (1966, pág. 148) considera como posible que el cerro Cóndor corresponda a un sector desprendido del volcán Laja.

el volcán Antuco y con su antecesor Laja: ambos volcanes, que están encajados uno dentro del otro, se encuentran en el valle del río Laja y conforman o conformaban por ello, obligadamente, una barrera de represamiento. La altura alcanzada por el lago represado dependía de la relación mutua entre un relleno volcánico por un lado y erosión fluvial y/o glacial por otro, o incluso por destrucción de origen volcánico. Teniendo en consideración la lábil situación de la barra de obstrucción sujeta a acontecimientos volcánicos y, además, el largo período del represamiento del lago, es perfectamente imaginable que varios desbordes sucesivos espaciados por más o menos tiempo transportara cada vez más arena al valle central chileno. Al completar en el volcán Laja la vertiente occidental que hoy día falta, ésta se juntaría al noroeste en el nivel más alto con la vertiente El Toro y configuraría la actual ladera del Antuco. Por eso es que probablemente la laguna del Laja, detrás del volcán Laja, estaba represada a un nivel más alto que lo que está hoy día detrás del Antuco. No se puede comprobar si acaso el deslizamiento de la vertiente occidental del volcán Laja fue seguida de un gran desborde de lago, ya que la barrera pudo haber estado ya disectada al momento del derrumbe. Lo que es seguro, sin embargo, es que los escombros del derrumbe formaban ya una barrera. El testigo del lago que estaba represado detrás es el extenso cono de deyección que sobreyace los escombros de montaña y que comienza a 100 m sobre el actual nivel del lago. Demuestra así un nivel equivalente de represamiento de la laguna del Laja². El aterrazamiento de este cono de deyección demuestra el disectamiento por fases del material de escombros por parte del río Laja. Después de la erosión de la barrera de escombros el nivel de la laguna del Laja era más bajo que en la actualidad. El ascenso posterior del nivel del lago está determinado por el joven cono de Antuco, como lo establece Brüggén (1942, pág. 14, y sig.).

En las barreras de derrumbe de montaña no coinciden siempre la ubicación del escurrimiento del lago con el canal de escurrimiento. De ahí que durante la erosión de los escombros se pueda llegar a un encajamiento epigenético. Este fue el caso en el Salto del Soldado (Figura 4), donde el movimiento en masas proveniente del este empujó el escurrimiento hacia la ladera opuesta del valle. El río Juncal erosionó allí una cañada de 70 m de profundidad en el material rocoso preexistente. El canal de escurrimiento ubicado al este está en la actualidad relleno con escombros.

A raíz de su desprendimiento, los derrumbes de montaña pueden generar las condiciones para el deslizamiento de otros movimientos en masa. Así la lengua de escombros del derrumbe de montaña del cerro Mesón Alto construyó al río Yeso hacia la vertiente orográfica izquierda que condujo a su socavamiento y hacia un gran embolsamiento al noroeste de San Nicolás (Figura 2). El sector frontal de este embolsamiento ha sido erosionado muy abruptamente por el río Yeso y produjo el mencionado derrumbe de rocas de Las Cortaderas de 1958.

5. *Morrenas y su significado para la datación de derrumbes de montaña*

Se ha demostrado que en los Andes chilenos es necesario descartar opiniones sobre posiciones terminales de los glaciares pleistocénicos (ver arriba). Sin embargo esto no significa en ningún caso que nuestras apreciaciones sobre la extensión de la glaciación pleistocénica deba ser completamente revisada. Las morrenas terminales y marginales nítidas son muy escasas en los sectores bajos y medios de los valles andinos de la zona central chilena. Ello no se debe a que los glaciares no alcanzaron estos sectores del valle, sino debido a las malas condiciones de conservación (relieve abrupto y frecuencia de sucesos cataclísmicos; gran cantidad de temblores y movimientos en masa; vulcanismo y efluvios volcánico-clásticos; precipitaciones intensas y/o desbordes de lagos e inundaciones).

Se enumeran a continuación algunas morrenas, investigadas por el autor, que se conservaron en lugares protegidos morfológicamente.

Buenas condiciones de subsistencia ofrecía la corriente de lava sin escurrimiento de agua del curso superior del río Claro de Molina (35°30' lat. sur). Sobre ella se conservaron las morrenas terminales de un glaciar local de un valle lateral septentrional a 1.600 metros de altura. En el río Tinguiririca aguas abajo de la desembocadura del río del Azufre (Figura 1, N° 9; 34°49' lat. sur) se conservaron protegidos de la erosión depósitos glaciofluviales y morrenas bajo la cubierta protectora del poderoso Lahar Tinguiririca. Aguas arriba en un ensanchamiento del río del Azufre en Maiteñes se conservaron morrenas marginales y terrazas laterales en el hielo de un avance glacial que no alcanzó a llegar hasta el río Tinguiririca. Morrenas terminales y marginales bien formadas de un avance glacial fueron depositadas 5 km aguas arriba. Con ello se obtienen los testimonios de tres estadios diferentes de glaciares de distinto tamaño en el río Tinguiririca y río del Azufre.

En la vertiente orográfica derecha relativamente poco inclinada del sector inferior del río Blanco (Figura 1, N° 6 y Figura 4; valle lateral meridio-

² ENRIONE y VILLARROEL (1962, pág. 55) postulan la existencia de este nivel más alto a causa de una terraza a 100 m sobre el actual lago.

nal del río Juncal; 32°58' lat. sur) se conservaron sorprendentemente bien varios sistemas de morrenas marginales sobrepuestas. Una barra muy nítida tiene un trazado hacia el noroeste aguas arriba de El Saladillo a alrededor de 2.000 m sobre el nivel del mar. Una secuencia de al menos cuatro morrenas marginales sobrepuestas se ubican dos kilómetros al sur de la desembocadura del río Blanco en el río Juncal. La barra superior se encuentra a 1.900 m sobre el espinazo entre el río Blanco y río Juncal. Está compuesta por cantos bien redondeados y cantos rodados de hasta 5 m de diámetro. La morrena marginal ubicada alrededor de 500 m sobre el nivel del río de ambos valles fue depositada por el glaciar del río Blanco y no por el glaciar del río Juncal. Esto se desprende del buzamiento hacia el norte del material glacio-fluvial que sale de la morrena. El hecho de que el glaciar proveniente de la cresta andina principal quedara detrás de aquel de un valle lateral, se puede explicar por la ubicación en promedio alta de la hoya del río Blanco y río de los Leones que queda más cercano a la vertiente húmeda occidental de los Andes. Un glaciar de unos 500 m de potencia en la salida del valle del río Blanco tuvo su término bastante aguas abajo de la desembocadura del río Blanco en el río Juncal. Queda aún por esclarecer si acaso el glaciar alcanzó hasta el Salto del Soldado. En este contexto también debe ser esclarecido si acaso el material redondeado en el ámbito del Salto del Soldado corresponde a morrena. El derrumbe de montaña que se deslizó hasta ese sector es más joven que un probable avance glaciar que haya irrumpido hasta aquí, ya que es posible encontrar material no estratificado y redondeado en forma de nidos en el interior, pero no en su superficie³.

Aguas arriba de El Saladillo, el río de los Leones es acompañado en ambos lados por barras morrénicas inmediatamente antes de su desembocadura en el río Blanco (Figura 1, N° 7 y Figura 4), y que fueron cartografiadas por Caviedes (1972, pág. 63, Fig. 7). A diferencia de las morrenas de los estadios glaciales de El Saladillo, que fueron acumulados por una lengua glacial de los

valles del río Blanco y río de los Leones, las morrenas del estadio de los Leones provienen exclusivamente de un glaciar del valle del río de los Leones. Un corte en la cara interior de la morrena marginal orográfica derecha muestra un horizonte de material estratificado con depósitos morrénicos por encima y por debajo que revela la pluralidad de fases de depositación de la barra morrénica de más de 100 metros de espesor. Las morrenas se conservaron bien porque fueron depositadas sobre los escombros de un derrumbe de montaña proveniente de la ladera nororiental. Una parte de los escombros del derrumbe irrumpió en el valle del río Blanco y forma allí un dique que obstruye este valle. Esta barrera originó un lago de represamiento en el valle del río Blanco, que se puede demostrar por poderosas arcillas lacustres inmediatamente al sur de la barrera. El derrumbe de montaña está cubierto por la mencionada morrena marginal, pero en su superficie restante no evidencia una cubierta morrénica. Por esta razón, el derrumbe se produjo después de los estadios El Saladillo que llegó más abajo en el valle y antes del estadio Los Leones.

También en los otros derrumbes de montaña se pueden utilizar las características glaciomorfológicas para la datación. En los derrumbes del río Yeso y embalse La Laguna se encuentran barras morrénicas locales en la zona de desprendimiento. Por consiguiente, ambos movimientos en masa se produjeron antes de la depositación de estas morrenas. En el primer caso, los escombros eventualmente sepultaron los sectores terminales de las lenguas de los glaciares en retroceso en los valles del río Yeso y de la Laguna Negra. Las formas cóncavas orientadas aguas arriba que allí se observan, es decir, formas horadadas en los escombros, se habrían producido durante la fusión de las lenguas glaciares sepultadas. En favor de esta interpretación apuntan los rodados y los derrubios estriados al pie de la pendiente orientada contra el embalse del Yeso (Figura 2).

Probablemente, también, los escombros de Portillo se desprendieron sobre una lengua glacial. Así lo testimoniaría una concavidad de tipo cubeta languada construida por los escombros en el margen sur de la Laguna del Inca represada por derrumbes.

No sería de extrañar que los derrumbes de montaña en el río Yeso y en Portillo entraran en contacto con lenguas glaciales en retroceso, ya que a menudo se producen desprendimientos de derrumbes después de la pérdida del apoyo del hielo (Abele 1974, pág. 89 y s.).

Las investigaciones del autor hasta el presente permiten sólo una datación relativa de las morrenas y derrumbes de montaña. Para una datación absoluta y una paralelización de los estadios

³ Debieran ser investigados más en detalle en el derrumbe del Salto del Soldado:

1. las superficies internas de deslizamiento bien conformadas en el cuerpo de escombros granodiorítico y andesítico, que están bien expuestas a la vera del camino.
2. nidos de material redondeado unidos en parte a estas zonas internas de movimientos relativos de derrumbes.
3. el depósito muy poderoso de material redondeado que se encuentra sobre el cañadón del Salto del Soldado en el lado orográfico izquierdo (¿material fluvial, glacio-fluvial o glacial?)

morrénicos en los diversos valles andinos es necesario continuar con las investigaciones. No obstante se intentará un ordenamiento temporal grueso. La buena conservación de la morfología de las morrenas y derrumbes descritos aquí es un indicio de una edad joven. En los relieves abruptos de los valles andinos, morfológicamente muy activos, no se habrían conservado al menos con esta frescura las formas construidas antes de la última época fría. Incluso las morrenas marginales del estadio El Saladillo, que llaman la atención por su gran descenso, pueden ser originarias solamente de la última época fría. Si fueran más antiguas, entonces no habrían podido sobrevivir la denudación periglacial de la última época fría en forma de barra.

Las siguientes realidades apuntan hacia una joven edad de los derrumbes de montaña:

1. La ausencia de una cubierta de morrenas. Por lo menos, los derrumbes de montaña de Portillo, en el río Yeso, en las Termas del Flaco, en el río Claro en los Queñes y en el Antuco, se encuentran en valles que estuvieron bajo los efectos de la glaciación durante la última época fría. Si los escombros se hubieran desprendido antes de la última época fría, entonces estarían cubiertos por morrenas.
2. La conservación de lagos de represamiento aguas arriba de las masas derrumbadas: Laguna Escondida (un valle lateral obstruido por el derrumbe de montaña en el valle del río. La Laguna), Laguna del Inca (aguas arriba de los escombros de Portillo), así como Laguna Negra y Laguna del Encañado (en valles laterales occidentales obstruidos por los escombros en el río Yeso). En el caso de una edad más antigua de los derrumbes de montaña los lagos habrían desaparecido por el relleno de las cubetas y/o por incisión de los ríos que evacúan estos lagos.
3. El quiebre de pendiente en el perfil longitudinal de los ríos en el ámbito de las barreras de los derrumbes de montaña. Quiebre de pendiente en el río de La Laguna, río Juncalillo (en Portillo), río Yeso, estero El Toro (valle lateral ocupado por el derrumbe de montaña del Antuco).

Una excepción la constituye el derrumbe de montaña en el Salto del Soldado, donde el río Juncal erosionó completamente la barrera, a pesar de haber estado obligado a encajarse epigenéticamente en el material preexistente. De ahí que este derrumbe es, con seguridad, más antiguo que las dos otras barreras de escombros poco erosionadas ubicadas aguas arriba. Estas son los peldaños de valle compuestos por morrenas, rodados y material de derrumbe de montaña de

Guardia Vieja y el umbral de escombros en Portillo.

6. *Consideración final con especial atención a los peligros derivados de los derrumbes de montaña*

Debido a la intensa erosión en los valles andinos, las morrenas terminales y marginales de la última glaciación pleistocénica se conservaron sólo bajo condiciones morfológicas favorables. Es el caso, por ejemplo, de las sucesivas barras morrénicas en el valle del río del Azufre (Figura 1, N° 9) al pie del volcán Tinguiririca, o las morrenas de los estadios el Saladillo en el valle del río Blanco (hoya meridional del río Aconcagua) y de ahí para atrás aquella del estadio Los Leones (Figura 1, N° 6 y 7).

En el caso de muchas barreras y escalones de valle en los Andes chilenos que fueran interpretadas hasta ahora como morrenas, no se trata de depósitos glaciales, sino de cuerpos de escombros de poderosos derrumbes de montaña prehistóricos. Esto es válido para los siguientes paisajes de escombros: Embalse La Laguna (Figura 1, N° 2), Portillo (Figura 1, N° 5), río Yeso (Figura 1, N° 8), Termas del Flaco (Figura 1, N° 10), río Claro de Los Queñes (Figura 1, N° 11), y Antuco (Figura 1, N° 13). En contra de una génesis glacial y a favor de una interpretación de derrumbe de montaña de estos cuerpos de escombros, tenemos su grosor extraordinariamente grande en comparación con las morrenas de los valles vecinos, el tamaño de los bloques individuales, su descompactación sin la pérdida de su coherencia, la ausencia de redondeamiento del material, además de razones locales (especialmente la composición petrográfica).

Constituyen casos especiales, entre los derrumbes de montaña analizados hasta ahora, aquellos del río Claro de Los Queñes y el de Antuco, que al igual que el del Mt. St. Helens se puso en movimiento por causas volcánicas.

Una investigación acerca de la distribución de derrumbes de montaña prehistóricos tiene también un significado práctico. De acuerdo a la experiencia, los movimientos en masa se producen con especial frecuencia precisamente allí donde anteriormente se habían originado derrumbes de montaña. En los valles andinos chilenos deshabitados en gran parte, los peligros de los derrumbes de montaña no son tan grandes como en sectores andinos cordilleranos densamente poblados, especialmente en Perú. No obstante, un posible peligro se produce como consecuencia de los derrumbes de montaña, especialmente por el represamiento y posterior ruptura de lagos y a raíz de los cuales los sectores inferiores de los valles e incluso la depresión intermedia chilena pueden ser inundados.

Una especial atención debiera otorgársele a la región del río Laja, donde la laguna del Laja es represada por rellenos del joven volcán Antuco, que se ubica en medio de valle. Sedimentos lacustres de ruptura depositados aquí en un reciente pasado geológico son indicativos de que rupturas lentas o rápidas de lagos pueden repetirse también a futuro.

TABLA

Características de cuerpos de escombros de diferente génesis

Génesis de los cuerpos de escombros	Sedimentos: depositados por un medio transportador ¹		Cuerpos de escombros de movimientos en masa: movimiento por acción directa de la fuerza de gravedad	
	Por agua en escurrimiento: Sedimentos fluviales	Por glaciares: Sedimentos glaciales	Movimiento de materia mezclada con agua: Corrientes de barro	Movimiento sin acción decisiva del agua ² Derrumbes de montaña
Buen redondeamiento	+	+	(+) ³	-
Redondeamiento de cantos	-	+	(+)	-
Estrías	-	(+)	(+)	-
Pulimento	-	(+)	-	-
Ordenamiento	+	-	-	-
Selección	+	-	-	-
Estratificación	+	-	-	-
Gradación normal (abajo grueso, arriba fino)	-	-	(+)	-
Gradación inversa (abajo fino, arriba grueso)	-	-	-	(+)
Paquetes rocosos muy grandes (más de 100 m de ϕ)	-	-	-	(+)
Conservación de la unidad a pesar de la decompactación	-	-	-	(+)
Gran porcentaje de material fino	+ -	+	+	-

1. Para el caso de sedimentos fluviales y glaciales se consideraron sólo aquellos transportados a gran distancia.

2. Una acción del agua en el movimiento de masas en seco es posible especialmente en el momento de la puesta en marcha.

3. Los signos entre paréntesis significan: no siempre formados.

BIBLIOGRAFIA

- ABELE, G. 1974: Bergstürze in den Alpen. In: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, München, 230 págs.
- 1981: Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und rasche Abflüsse, dominante morphologische Vorgänge in den chilenischen Anden. En: Mainzer Geographische Studien, Heft 23, Mainz 1981, 102 págs.
- BORDE, J. 1966: Les Andes de Santiago et leur avant-pays. Bordeaux, 559 págs.
- BORGEL, R. 1963-64: La carta geomorfológica de Chile. En: Rev. Geogr., Univ. de los Andes, Vol. IV u. V, Mérida, pp. 15-22.
- BRUGGEN, J. 1942: El volcán Antuco y la geología glacial del valle del Laja. Santiago, Chile, 35 págs.
- 1946: La cronología de las épocas glaciales de Chile. En: Revista Universitaria, Santiago, Chile, pp. 27-38.
- 1950: Fundamentos de la geología de Chile. Santiago, 374 págs.
- CAVIEDES, C. 1972: Geomorfología del cuaternario del valle del Aconcagua, Chile Central. En: Freiburger Geographische Hefte, 11, Freiburg, 153 pág.
- CAVIEDES, C. y R. PASKOFF 1975: Quaternary Glaciations in the Andes of North Central Chile. En: Journal of Glaciology, Vol. 14, N° 70, pp. 155-169.
- DAVIS, S. y J. KARZULOVIC 1961: Deslizamientos en el valle del río San Pedro, provincia de Valdivia, Chile. En: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Instituto de Geología, publicación N° 20, Santiago, Chile, pp. 53-108.
- ENRIONE, A. y P. VILLARROEL 1962: Geología del área de la Central Hidroeléctrica El Toro (provincia de Ñuble). Escuela de Geología, Universidad de Chile, Memoria de Prueba. Santiago, Chile, 75 págs.
- ERISMANN, T.H. 1979: Mechanism of large Landslides. En: Rock Mechanics, 12, pp. 15-46.
- LANKENAU, E. 1958: Tinguiririca, Vulkanismus und Vereisung als formende Elemente der mittelchilenischen Hochkordillere. En: Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.-H. 267, Gotha, 78 págs.
- Mac PHAIL, D. 1966: El gran lahar del Laja. En: Estudios Geográficos, Santiago, Chile, pp. 133-155.
- 1973: The Geomorphology of the Río Teno-Lahar, Central Chile. En: Geographical Review, Vol. 63, pp. 517-532.
- MARANGUNIC, C. y R. THIELE, 1971: Procedencia y determinaciones gravimétricas de espesor de la morrena de la Laguna Negra, provincia de Santiago. En: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Publicación N° 38, Santiago, Chile, 25 págs.
- PASKOFF, R. 1970: Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride. Bordeaux, 420 págs.
- TAZIEFF, H. 1960: Interprétation des glissements de terrain accompagnant le grand séisme du Chili. En: Bulletin Soc. Géologique Belge, Liège.
- VERGARA, M. y Y. KATSUI, 1969: Contribución a la geología y petrología del volcán Antuco, Cordillera de los Andes, Chile Central. En: Publicaciones del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, Publ. N° 35, Santiago, Chile, pp. 25-47.
- VIERS, G. 1978: Morphologie glaciaire dans les hautes montagnes sèches: les Andes chiliennes vers 30° de latitude Sud. En: Revue de Géographie Alpine, tome 66, pp. 437-459.
- WEISCHET, W. 1960: Die geographischen Auswirkungen des Erdbebens vom 22. Mai 1960 im Kleinen Süden Chiles. En: Erdkunde, Bd. 14, pp. 273-288.
- 1963a: Further Observations of geologic and geomorphic Changes resulting from the catastrophic Earthquake of May 1960 in Chile. En: Bull. of the Seismological Society of America, vol. 53, N° 6, pp. 1237-1257.
- 1963b: The Distribution of the Damage caused by the Earthquake in Valdivia in relation to the form of the terrain. En: Bull. of the Seismological Society of America, Vol. 53, N° 6, pp. 1259-1262.
- 1970: Chile, seine länderkundliche Individualität und Struktur. Darmstadt, 618 págs.

AGRADECIMIENTOS

Las investigaciones en el terreno se llevaron a cabo en tres viajes en los años 1975/76, 1977 y 1980/81, financiados generosamente por la "Fundación Alemana para la Investigación" (D.F.G.).

A los colegas chilenos les agradezco muy cordialmente su ayuda científica, organizativa y técnica, además de su permanente hospitalidad.

Lo anterior es especialmente válido para los señores R. Borgel, R. Riesco (ambos Instituto de Geografía, Universidad Católica de Chile); J. Araya (Instituto de Geografía, Universidad de Chile); R. Charrier, J. Davidson, C. Marangunic y H. Moreno (Departamento de Geología, Universidad de Chile).

Le agradezco muy especialmente al Sr. R. Riesco la traducción del presente artículo. El recorrido en la alta cordillera andina fue posible gracias a la gran disposición de mis acompañantes F. Gutiérrez (Instituto de Geografía, Universidad Católica) y G. Villalón. Les agradezco también a ellos.