

Estadística Congreso
INICACION

CAPITULO I-16

GEOCRIOLOGIA

ARTURO E. CORTE Y SANTIAGO A. GROSSO

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA), CRICYT, Mendoza.

INTRODUCCION

Mendoza es una región muy rica en procesos geocriogénicos tanto actuales como del pasado pleistocénico. Toda la región cordillerana hasta los 3.200 m está sometida a los efectos del permafrost. Por debajo de esa cota hasta sus partes más bajas, está sometida al congelamiento y descongelamiento estacional. Los glaciares de escombros y la geliflucción y las corrientes del barro de fusión son los fenómenos actuales más extendidos.

Durante el Plio-pleistoceno, a latitud 33°, el límite inferior del permafrost se ubicó por debajo de los 800 m s.n.m.; más abajo estaba en congelamiento estacional. De manera que todo el territorio mendocino estuvo sometido a los efectos del congelamiento durante los tiempos criogénicos del Cuaternario.

La geocriología se inicia a fines de la década del 40 con el estudio de la geomorfología periglacial; especialmente en el estudio de la geomorfología de las regiones del permafrost y de intenso congelamiento y descongelamiento. En un principio la geomorfología estuvo centrada en el estudio de las zonas de borde de los glaciares. Pero luego se observó que las regiones húmedas con intensa actividad glaciaria tienen poca actividad periglacial o criogénica. En cambio, aquellas zonas secas con escasa o nula actividad glacial tienen una intensa actividad periglacial o criogénica, ej.: Siberia, La Puna, el ártico, norte de Canadá, norte de Alaska, sudeste de América de Sur durante el Pleistoceno y los Andes Centrales (latitud 28°-38° S).

Se usa el término geocriología para abarcar el estudio de las causas y efectos del congelamiento, del congelamiento y descongelamiento cíclico, del estado del permafrost y sus efectos en las actividades productivas y constructivas de las regiones frías. Permafrost es cualquier material terrestre que permanece congelado por más de un año. Está cubierto por una capa que se descongela estacionalmente denominada capa activa.

Es interesante notar el gran interés por la geocriología debido a los estudios polares, los problemas ambientales y especialmente la ocupación del ambiente frío por el hombre.

EL PERMAFROST Y LOS PROCESOS ACTUALES Y DEL PLIO-PLEISTOCENO

Los Andes Centrales a latitud 30°-35° sur, probablemente sean una de las regiones de más intensa criogenia del planeta. En la montaña criogénica los procesos más relevantes son los glaciares de escombros (figura 1) y el detrito de faldeo en general (figura 2); la geliflucción (figuras 3 y 4); el termocarst; la selección (figura 5); la contracción térmica; la crioplanación (figura 3), y el detrito estratificado con pendientes (figura 7). En el cuadro I están indicados los 30 procesos y formas criogénicas más significativos ordenados según su severidad, algunos de ellos indicadores de permafrost. Aquí se tratarán los seis principales o de mayor tamaño que quedan incorporados al registro geológico, o bien son grandes geoformas de erosión como la crioplanación.



Figura 1: Glaciar de escombros o de detrimento en las metamorfitas del Plata (izquierda) y en granito (derecha). Al fondo del valle la morena frontal del glaciar Arroyo Negro o glaciar del Arroyo de las Casas (foto A.E. Corte, 1988, a 3.900 m).

Glaciares de escombros o de detrimento (cuadro I, número 16)

Se distinguen dos tipos: los de origen glacial, o sea glaciares que en balance negativo van cubriéndose de detrimento, y los glaciares de escombros que se originan por evolución de las rampas detríticas de taludes nivales. Se llama a los primeros glaciares de escombros de detrimento glaciogénico y a los segundos, glaciares de escombros de detrimento criogénico (Corte 1971, 1989 a y b). Los cuerpos de permafrost de los glaciares de escombros están cubiertos por una capa detrítica que se descongela durante el verano denominada capa activa. En los Andes Centrales a latitud 33° sur, los glaciares de escombros activos con su límite inferior se encuentra a los 3.200 m. Pero en estado fósil se encuentran en la Precordillera a 1.100 m (Corte *et al.*, 1992b). Estos 2.100 m de diferencia de altura da un cambio de temperatura de 14,7°C (con un gradiente de 0,7/100 m), desde que estos glaciares de escombros cesaron su actividad.

La geliflucción (cuadro I, proceso 12)

Esta depende esencialmente de la pendiente, de la cantidad de agua en el suelo y de la susceptibilidad de los materiales a levantarse por congelamiento. La geliflucción es el proceso criogénico más difundido. Corresponde a un proceso de acumulación por lo tanto sue-

le estar presente en la columna estratigráfica de los procesos criogénicos. Es un proceso prevaleciente con temperaturas medias anuales cercanas a cero grado centígrado. La característica más dominante de la geliflucción está en el ordenamiento de los ejes mayores de las partículas orientadas pendiente abajo. La geliflucción fósil ha sido estudiada por Regairáz (1988) al pie de la Cordillera Frontal a los 2.300 m s.n.m.

Termocarst (cuadro I, número 5)

Este no es un proceso, sino que es una consecuencia de la fusión del hielo subterráneo. La forma del termocarst puede indicar el proceso involucrado en la génesis del hielo. Son grandes depresiones en el detrimento y se los encuentra preferentemente en las partes más altas de los glaciares de escombros; también en las llanuras que contienen una gran cantidad de cuñas de hielo. Termocarst fósil se encuentra en la Precordillera en las partes más altas de los glaciares de escombros.

Selección (cuadro I, proceso 9)

Esta es muy notoria en los procesos activos (figuras 5 a 10); en estado fósil no es tan llamativa y clara debido a que la textura abierta es tapada por acarreo más reciente. Sin embargo con experiencia es posible determinar la selección tanto vertical como la hori-

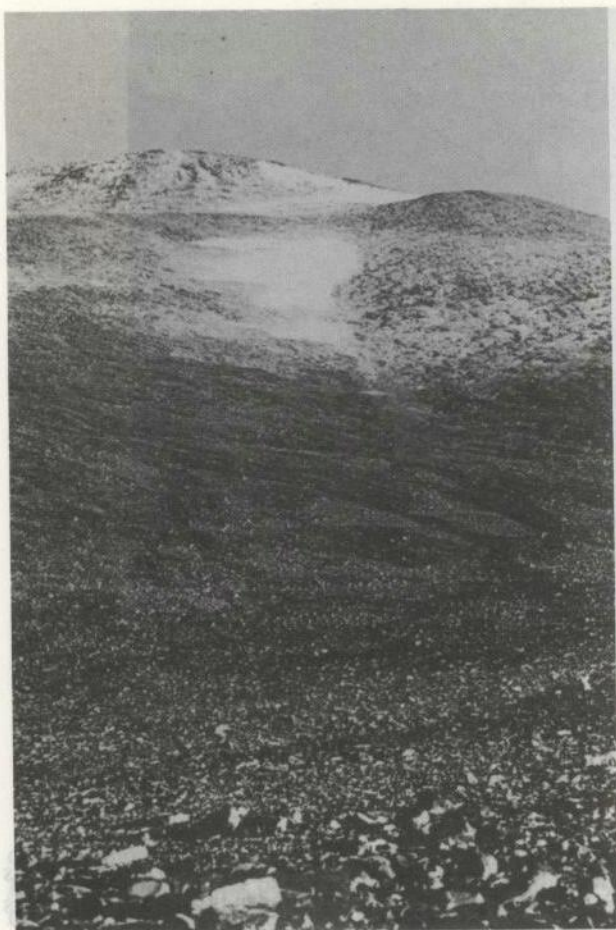


Figura 2: Detrito de faldeo en las metamorfitas del Plata. Esta es una macroforma o criopedimento marcado por los siguientes procesos: geliflucción, selección vertical, extrusión, crioplanación. Pendiente expuesta hacia el sur del Platita a 4.100 m (foto A.E. Corte, 1988).

zontal porque está asociada a pliegues e involuciones (Corte, 1965). Por congelamientos y descongelamientos alternados, las partículas gruesas se van a la superficie, las intermedias quedan en el medio y las finas van al fondo de las capas congeliturbadas. Esto se denomina selección vertical (figura 5) y horizontal (figura 6). Pero este ordenamiento es inestable; puesto que la capa fina del fondo es susceptible a formar hielo, el que durante la fusión con la saturación obtenida en presencia de partículas de limo y arcilla, es enviada hacia la superficie originando las formas de extrusión (figuras 4, 9 y 10). Hay cuatro etapas en este proceso de extrusión (figuras 8 y 10). Hay gran cantidad de evidencias de que la capa activa sobre el permafrost está seleccionada (figuras 5 y 6). En estado activo la selección vertical se encuentra en los Andes Centrales (33°S) por encima de los 3.200 m (fi-

guras 5 y 10). En estado fósil se encuentra en las diferentes regiones criogénicas del pasado en el país.

Las grandes formas de selección indican una temperatura de formación próxima al cero grado centígrado.

Cuñas de hielo (cuadro I, proceso I)

La contracción por el frío de variados materiales terrestres como la turba, suelos saturados de agua (hielo), rocas, etc., producen una fracturación poligonal y las grietas tienen una tendencia de tener, en perfil, la forma de V. Estas grietas crecen a un incremento anual de 1 mm o fracciones menores. Se producen estas cuñas bajo una temperatura media anual de -3,5°C, de manera que en estado fósil son indicadoras de frío permafrost, por lo que son ampliamente utilizadas como paleoindicadores de esa temperatura. La característica dominante de las cuñas de hielo fósiles de Mendoza (Abraham de Vázquez y Garleff, 1984) está en el relleno de carbonato de calcio y material acarreado por el viento, lo que indica que estos lugares fueron secos y ventosos durante los tiempos criogénicos e intercriogénicos.

La ubicación más nórdica de cuñas de hielo rellenas con grava y carbonato de calcio, se encuentran en Mendoza en las terrazas del río Diamante. Estas cuñas ubicadas a los 35° de latitud sur y a 800 m s.n.m., están indicando un cambio en la temperatura media anual de unos 19°C (Abraham de Vázquez y Garleff, 1984; Grosso y Corte, 1989).

La crioplanación

Esta se produce por el efecto combinado de crioturación, nivelación por geliflucción y por la acción erosiva de los manchones de nieve (Grosso y Corte, 1991).

El regolito estratificado en pendientes

Este es también denominado como *grézes litées* y se ilustra en la figura 7.

RUPTURA DE LAS ROCAS POR PROCESOS ASOCIADOS AL CONGELAMIENTO, ESTRUCTURAS Y TEXTURAS SEDIMENTARIAS CRIOGENICAS. LA FORMACION DE LIMO Y ARENA FINA POR CRICOLASTIA

Las rocas cordilleranas son en su gran mayoría rotas por los congelamientos y descongelamientos alternados (Grosso, 1987). Se observa que gran parte de los sedimentos de regiones criogénicas actuales como del pasado tienen hasta un 50 % de material fino, especial-



Figura 3: Terraza de crioplanación formada por dos corrientes opuestas de geliflucción. La geliflucción norte (negra) de metamorfitas choca con la geliflucción sur (blanca) de granito generando una terraza de crioplanación (por acumulación de geliflucción). Lagunita del Plata a 4.000 m (foto A.E. Corte, 1988).

mente limo y arena fina. Esto es válido para las pendientes detríticas, como para los glaciares de escombros (Corte *et al.*, 1992a). Las partículas de tamaño limo y

arena fina son liberadas de trampas detríticas por las corrientes actuales y depositadas más abajo como capas de tipo loess. La acción del viento contribuye a su re-



Figura 4: Terrazas de geliflucción y terrazas de bloques con pendientes expuestas hacia el sur en lagunita del Plata (foto A.E. Corte, 1988, 4.000-4.100 m).



Figura 5: Selección vertical en la pendiente sur de figura 4. Escala: largo del cuaderno 30 cm (foto A.E. Corte, 1988).

deposición porque se encuentran gruesas capas de loess adosadas a las pendientes de la Precordillera y Cordillera Frontal en la zona oriental.

Gran parte de la cobertura cuaternaria detrítica que cubre los afloramientos rocosos en los faldeos de la Precordillera, son principalmente sedimentos parecidos al



Figura 6: Criopedimento marcado por las siguientes formas y/o procesos: depresiones de bloques, ríos de piedra, campos de bloques, selección vertical y/o lateral, a 4.000 m en la lagunita del Plata (foto A.E. Corte, 1988).

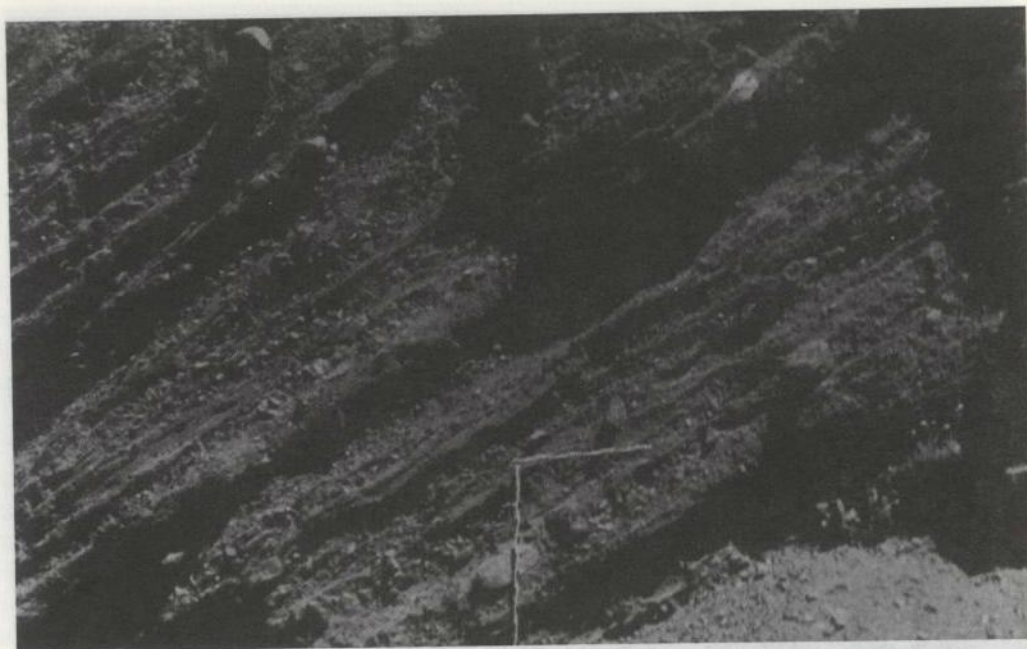


Figura 7: Regolito estratigráfico en pendiente: a pocos metros del afloramiento, los fragmentos de la Formación Tordillo se depositan en capas alternantes finas y gruesas. La roca es rota por procesos asociados al congelamiento (crioclastismo) y acarreada por geliflucción y/o agua de fusión. Río Cuevas, Mendoza (foto A.E. Corte, 1987).

loess y loam arenoso, con material blocoso disperso, que corresponde a pendientes detríticas y glaciares de escombros fósiles.

Todas las estructuras sedimentarias criogénicas tienen un gran componente de partículas de tamaño limo y arena fina, con la excepción del yeso que se criome-



Figura 8: Etapas en la formación de estructuras por extrusión (figuras 8 a 10) en la capa de congelamiento estacional. Etapa 1 (no indicada en las fotos): formación de una cobertura gruesa con selección vertical, los gruesos arriba y los finos en el fondo de la capa de congelamiento; Etapa dos (ilustrada en la foto): extrusión de materiales finos limosos (áreas oscuras) a través de la cubierta gruesa.

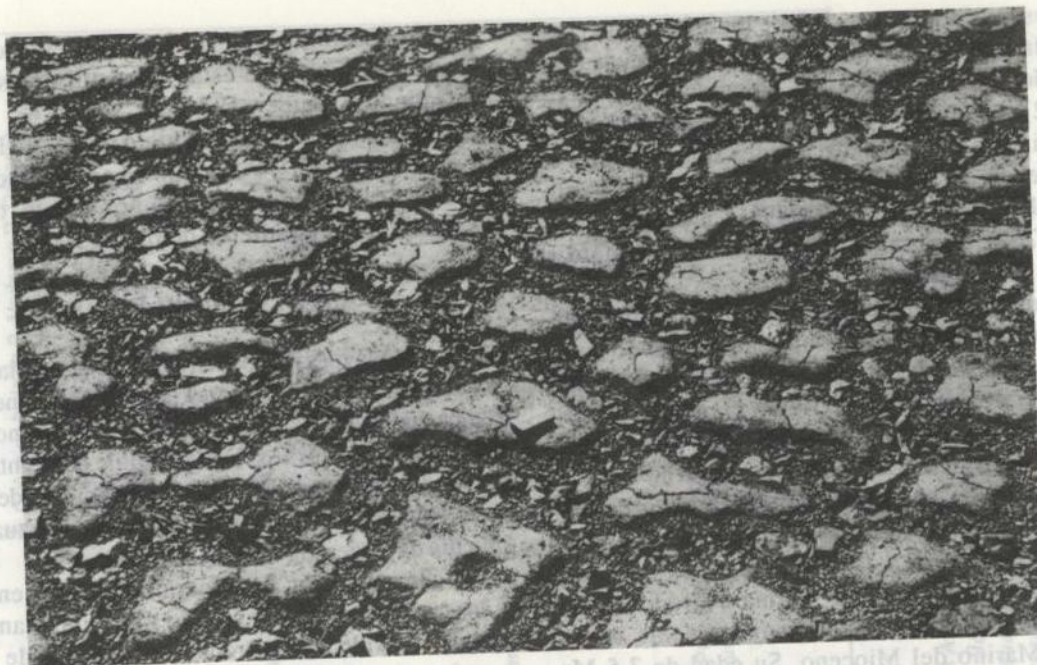


Figura 9: Etapa tres: las extrusiones luego de su humectación, aplatamiento y lavado por el agua de fusión de la capa de nieve que las cubrió.

teoriza por disolución. Cuando se busca un proceso responsable para la formación del loess se debe pensar que las rocas son rotas por procesos asociados al congelamiento y que el tamaño más significativo es el tamaño limo-arena fina (Corte *et al.*, 1992a).

GOECRIOLOGIA Y PALEOCLIMA

Los episodios glaciogénicos y criogénicos identificados en Mendoza han sido extendidos o correlacionados hacia el sur, especialmente con la Patagonia. Los gla-

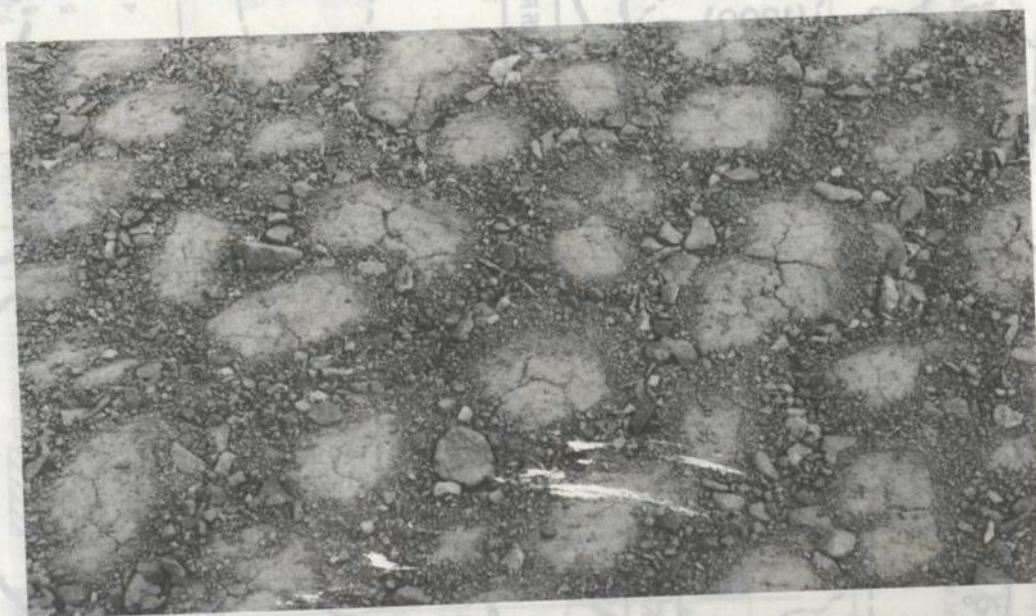


Figura 10: Etapa cuarta: etapa mayor de lavado y selección del material fino extruido; las áreas finas se reducen y redondean en sus bordes al ser lavadas nuevamente hacia abajo de la capa de donde podrán ser extruidas nuevamente. En las áreas finas extruidas hay selección por congelamiento y grietas de desecación (foto Jorge Suárez, 1979, río Cuevas al pie del Pan de Azúcar a 3.400 m).

ciars de escombros y las cuñas de hielo han sido compatibilizadas con las glaciaciones de Mendoza y las cinco de Caldenius en Patagonia (Caldenius, 1932) (figuras 11 y 12). Se ubican también en la figura 12 las morenas terminales de diferentes autores sin considerar su edad (Groeber, 1916; Corte, 1955b; Wayne y Corte, 1983; Khule, 1987; Espizúa, 1989a; Caldenius, 1932; Mercer, 1976a). Se observa que el límite del permafrost se expande hacia el sur.

Cada uno de los elementos criogénicos arriba mencionados son indicadores de temperatura, y por lo tanto, de paleotemperaturas. Estos indicadores muestran que Mendoza y gran parte del país (figura 11) estuvo durante gran parte del Pleistoceno sometida a un intenso congelamiento del suelo. Los glaciares llegaron hasta el piedemonte y hubo una glaciación en Precordillera en el Plioceno. La Formación Mogotes que en el cerro de la Gloria se encuentra a 1.000 m s.n.m. es de origen glacial, como ya como lo afirmara Bodenbender (1897b) y se presenta plegada conjuntamente con la Formación Mariño del Mioceno. Su edad de 3,5 Ma, según dataciones recientes en cineritas para la zona de San Carlos (Sarewitz, 1988), se ubicaría entre los 5,8-

2,5 Ma. Es posible correlacionar a este episodio frío con las cuñas de hielo que están en el till de esta edad en Río Gallegos (Mercer, 1976b).

La existencia de cuñas de hielo fósiles en las terrazas del río Diamante a 34°S y 800 m s.n.m., indica que la isoterma de 0°C estaba a 500 m por debajo, o sea a 300 m s.n.m., con un gradiente de 0,7°C/100 m.

ASPECTOS APLICADOS

Datos de la máxima penetración del congelamiento invernal en los diferentes materiales es fundamental en la técnica vial para el correcto diseño de un camino bajo condiciones criogénicas. Así la ruta a Chile por Punta de Vacas ha sido diseñada considerando la penetración del congelamiento obtenido mediante perforaciones efectuadas el último día de invierno (Corte, 1976 a-b).

La concentración de minerales pesados en el fondo de las capas con congelamiento y descongelamiento estacional ha sido demostrada con trabajos de campo y experimentos de laboratorio. Su empleo en prospección deberá ser enfatizado (Corte, 1982; Ahumada, 1986, 1988).

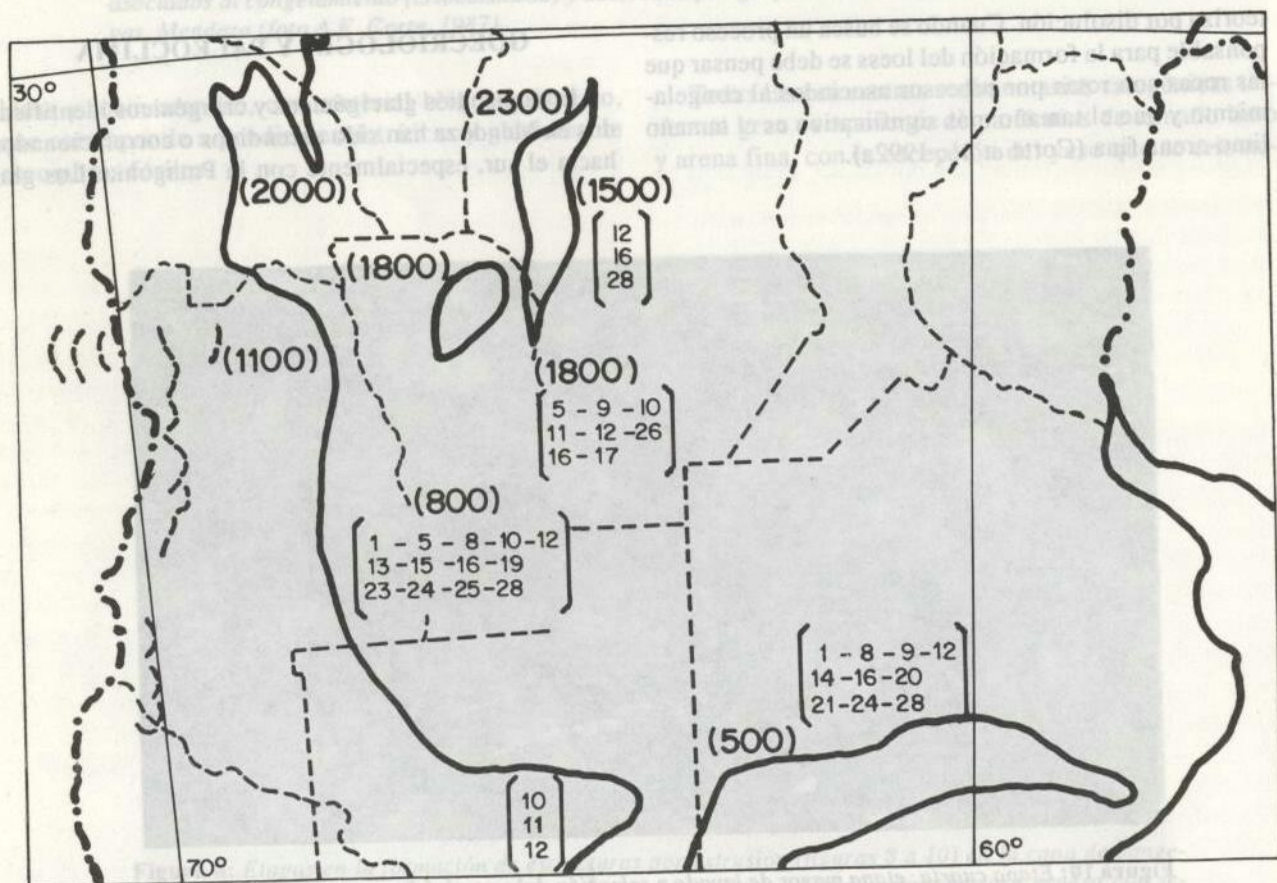


Figura 11. Glaciación y procesos paleocriogénicos. Línea entrecortada, límite máximo de las glaciaciones plioleistocenas según diversos autores; línea continua límite inferior del permafrost; entre paréntesis altura sobre el nivel del mar; números entre barras procesos criogénicos del cuadro I.

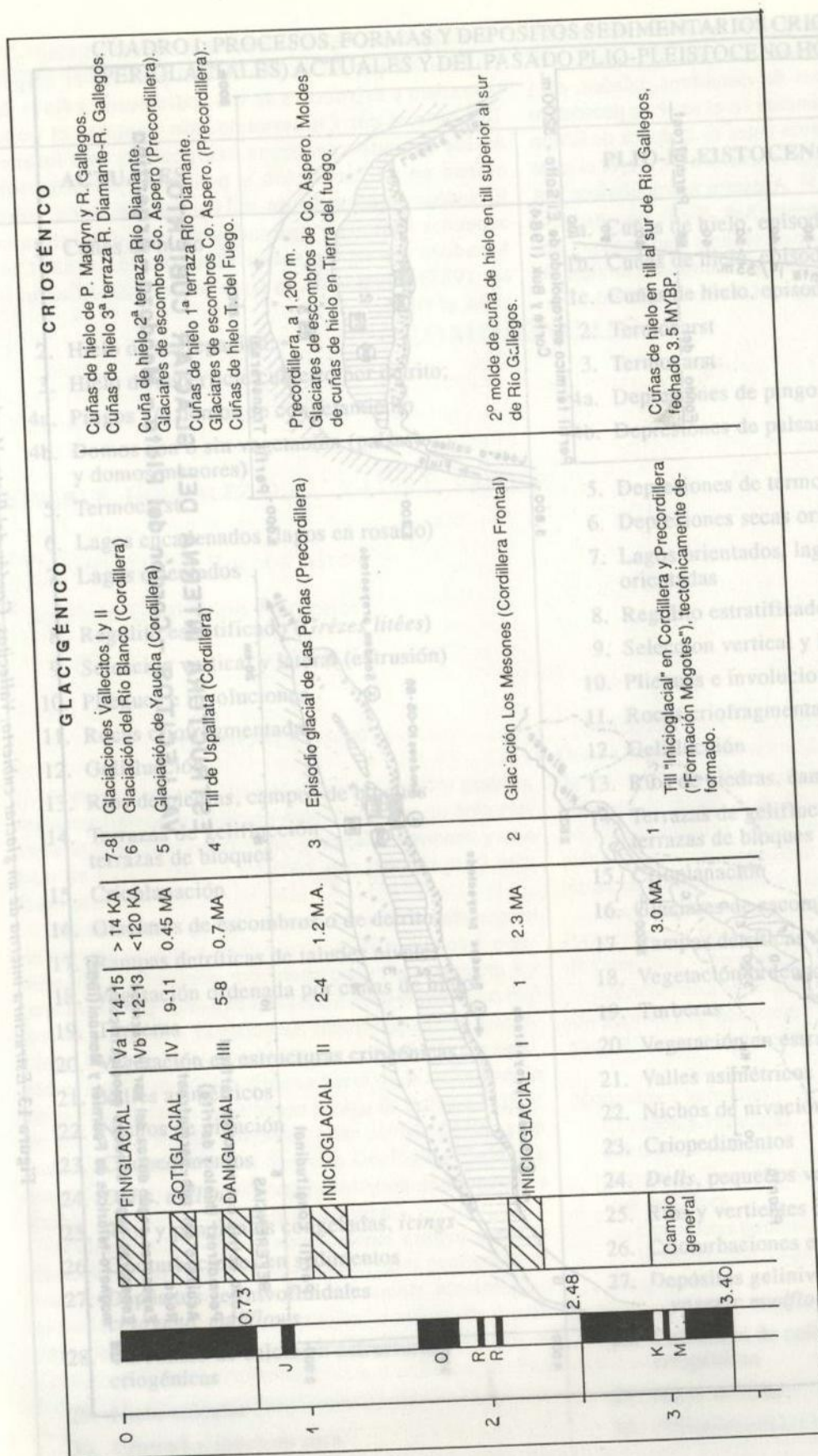


Figura 12. Correlaciones cronoestratigráficas de episodios geocriogénicos y glaciogénicos entre los Andes Centrales y Patagonia. a) Conclusión sintética de la posición magnetoestratigráfica de las 5 glaciaciones principales a lo largo de Los Andes Patagónicos (zonas rayadas), correspondientes a las glaciaciones de Caldenius (1932) numeradas en 5 zonas (I-V) y las morenas terminales individuales (1-15) en el área del Lago Buenos Aires, y las edades de las 5 zonas de morenas y un cambio general alrededor de los 3.0 Ma cuando comenzó el régimen climático alternante. De acuerdo con Möner (1989). b) "Estratigrafía" de los episodios criogénicos y glaciogénicos registrados en los Andes Centrales lat. 33°S, comparado con la magnetoestratigrafía de cinco (I-V) principales glaciaciones patagónicas de la izquierda. La mayor parte de los episodios fríos de los Andes Centrales están datados relativamente. Un evento frío mucho más antiguo (> 2.3 Ma A.P.) se necesita para explicar la glaciación más antigua y extensa de los Andes Centrales la que está deformada tectónicamente y es el comienzo del cambio climático en los Andes Centrales. Los moldes de cuñas de hielo en till formados 3.5 Ma A.P. en el sur de Patagonia son referidos a este episodio frío.

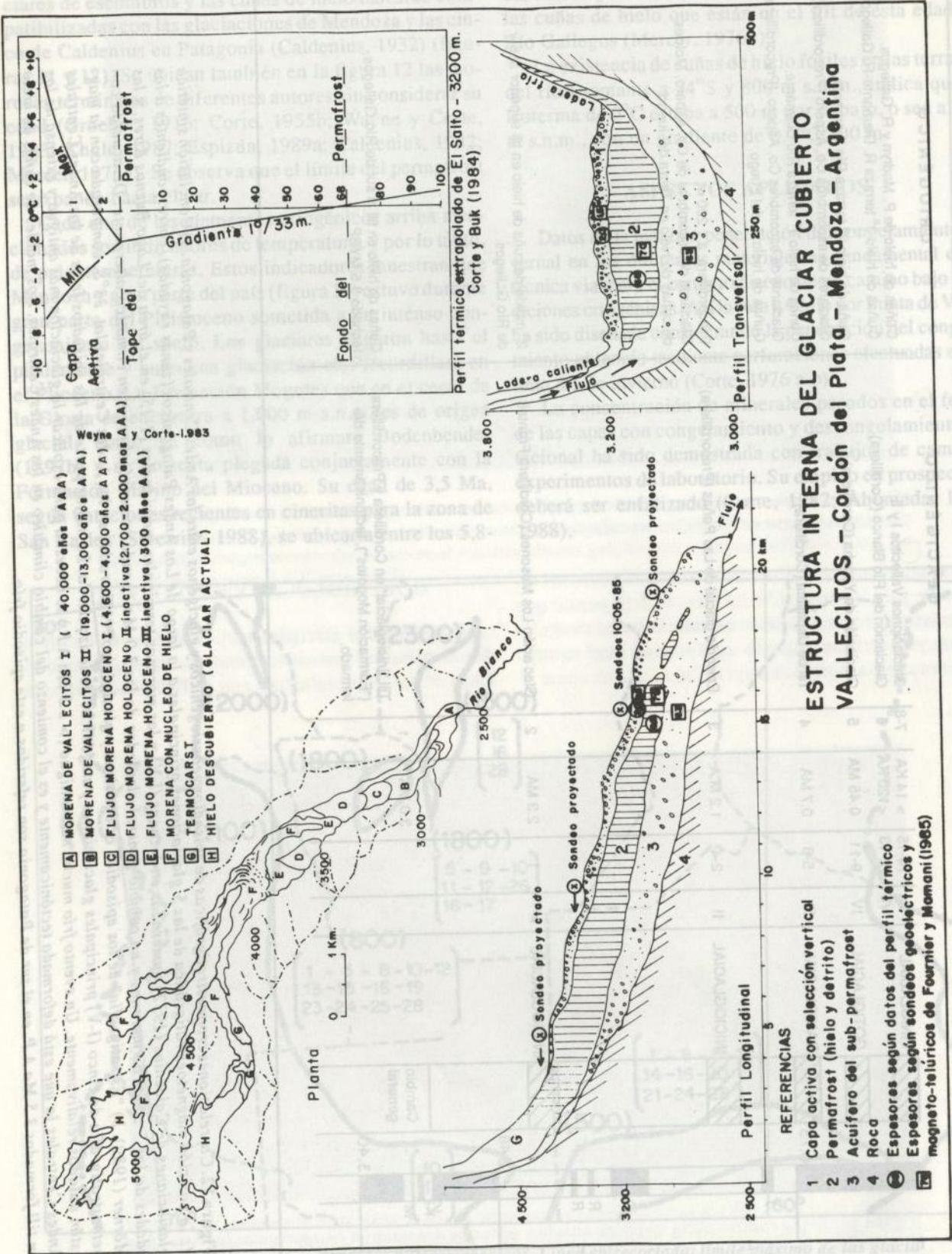


Figura 13. Estructura interna de un glaciar cubierto, Vallecitos, Cordón del Plata, Mendoza.

CUADRO I: PROCESOS, FORMAS Y DEPOSITOS SEDIMENTARIOS CRIOGENICOS (PERIGLACIALES) ACTUALES Y DEL PASADO PLIO-PLEISTOCENO HOLOCENO.

ACTUALES	PLIO-PLEISTOCENO HOLOCENO
1. Cuñas de hielo 2. Hielo de segregación; 3. Hielo de superficie cubierto por detrito; 4a. Pingos y/o domos de congelamiento 4b. Domos con o sin vegetación (palsas) y domos menores) 5. Termocarst 6. Lagos encadenados (lagos en rosario) 7. Lagos orientados 8. Regolito estratificado (<i>Grézes litées</i>) 9. Selección vertical y lateral (extrusión) 10. Pliegues e involuciones 11. Rocas criofragmentadas 12. Geliflucción 13. Ríos de piedras, campos de bloques 14. Terrazas de geliflucción, terrazas de bloques 15. Crioplanación 16. Glaciares de escombros o de detrito 17. Rampas detríticas de taludes nivales 18. Vegetación ordenada por cuñas de hielo 19. Turberas 20. Vegetación en estructuras criogénicas 21. Valles asimétricos 22. Nichos de nivación 23. Criopedimentos 24. <i>Dells, dellén</i> 25. Ríos y pendientes congeladas, <i>icings</i> 26. Crioturbaciones en sedimentos 27. Depósitos gelinivofluidales, <i>cryogenic mudflows</i> 28. Carbonato de calcio en estructuras criogénicas 29. Hielo acicular 30. Crioturbaciones en roca	1a. Cuñas de hielo, episodio uno 1b. Cuñas de hielo, episodio dos 1c. Cuñas de hielo, episodio tres 2. Termocarst 3. Termocarst 4a. Depresiones de pingos 4b. Depresiones de palsas 5. Depresiones de termocarst 6. Depresiones secas orientadas 7. Lagos orientados, lagos secos y depresiones orientadas 8. Regolito estratificado (<i>Grézes litées</i>) 9. Selección vertical y lateral (extrusión) 10. Pliegues e involuciones 11. Rocas criofragmentadas 12. Geliflucción 13. Ríos de piedras, campos de bloques 14. Terrazas de geliflucción, terrazas de bloques 15. Crioplanación 16. Glaciares de escombros o de detrito 17. Rampas detríticas de taludes nivales. 18. Vegetación ordenada por cuñas de hielo 19. Turberas 20. Vegetación en estructuras criogénicas 21. Valles asimétricos 22. Nichos de nivación 23. Criopedimentos 24. <i>Dells</i>, pequeños valles colmatados 25. Ríos y vertientes congelados, <i>icings</i> 26. Crioturbaciones en sedimentos 27. Depósitos gelinivofluidales, <i>cryogenic mudflows</i> 28. Carbonato de calcio en estructuras criogénicas 29. Hielo acicular 30. Crioturbaciones en roca

El recongelamiento de agua de fusión en los variados cuerpos detríticos cordilleranos (campos de bloques, pendientes detríticas, glaciares de escombros, taludes, etc.) ayuda a comprender el aumento en el error de pronóstico basados en el aforo de nieves antes de la época de fusión al final del invierno. A mayor área de detrito, mayor el error de pronóstico (Corte, 1985). Aspectos hidroquímicos han sido tratados más recientemente (Buk, 1988). Por otro lado, sabemos que los glaciares de escombros contienen por debajo del permafrost un acuífero que suministra un flujo de agua durante el invierno (figura 13) (Corte, 1989a).

La aplicación más importante de la geocriología se basa en que no se puede comprender el origen, la textura y estructura de los sedimentos a fines del Terciario y del Cuaternario, sin conocer el papel de los variados procesos criogénicos que intervinieron en su formación y posterior perturbación. El lector interesado en mayor información sobre aspectos básicos y aplicados de esta disciplina en Mendoza puede consultar (Trombott, 1988, Corte, 1988) además de la lista bibliográfica actualizada al final.

