

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (15): 195-203

CAPITULO I-15

GLACIACIONES CUATERNARIAS

LYDIA E. ESPIZUA

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

INTRODUCCION

En general en el país son escasos los trabajos de geología glacial cuaternaria, y el ámbito de la provincia de Mendoza, no escapa a tal situación. Los principales problemas que existen en el conocimiento de la geología glacial en la provincia, radican en el hecho que hasta el presente son pocos los trabajos de detalle realizados por especialistas en el tema, con escasas dataciones absolutas, además de la disparidad de metodologías y escalas empleadas, lo que llevó a distintas interpretaciones sobre todo en lo que hace a la extensión y número de glaciaciones. No obstante esto, los estudios anteriores realizados son valiosos ya que sirven de base para el perfeccionamiento de nuevas investigaciones en el tema. Resolver estos aspectos de la geología glacial, no es una tarea fácil, y será necesario realizar estudios estratigráficos sistemáticos, aplicando gran variedad de metodologías y técnicas con el objeto de obtener registros de la secuencia glacial que permitan correlacionar las unidades con regiones más alejadas.

La presente síntesis sobre las glaciaciones cuaternarias en la provincia de Mendoza ha sido efectuada con los trabajos publicados que se pudo disponer y las investigaciones que realiza la autora. Se intenta dar un panorama del conocimiento actual de las glaciaciones cuaternarias partiendo de menciones aisladas que aparecen en trabajos geológicos o geográficos de carácter regional y/o general, hasta los actuales estudios sistemáticos apoyados, en ciertos casos, por dataciones absolutas.

A fin de dar un ordenamiento a este aporte, el conocimiento actual de la geología glacial se presenta a lo largo de una transecta de norte-sur, teniendo en cuenta la distribución de las distintas cuencas, diferenciando las glaciaciones pleistocenas, las Neoglaciaciones o fluctuaciones glaciarias del Holoceno y los glaciares actuales.

El sistema orográfico en los Andes Centrales de Argentina que alcanza su mayor expresión en el cerro Aconcagua (6.959 m), aísla el sector argentino de las masas de aire húmedo provenientes del oeste, imprimiéndole a este espacio un carácter netamente continental. Dicha región está dominada por los sistemas meteorológicos asociados al flujo del oeste, influenciado por el corrimiento del anticiclón del Pacífico (Minetti, 1986). Hacia el sur, disminuye gradualmente la altitud de la cordillera permitiendo la penetración de los vientos húmedos del Pacífico.

Las precipitaciones medias anuales en la provincia se incrementan de este a oeste y de norte a sur, variando entre 200-360 mm y 360-900 mm, respectivamente.

PLEISTOCENO

Río Mendoza

En el valle del río Mendoza varios investigadores realizaron estudios generalizados, basados exclusivamente en descripciones morfológicas, como por ejemplo los que llevaron a cabo Enjalbert (1957); Viers

(1965); Salomón (1969); Bustos (1977); Corte y Espizua (1981); Suarez (1983). Excepto Salomón (1969), quien distinguió dos fases glaciales, los otros autores sostienen que se produjeron tres avances y en general concuerdan en que las glaciaciones cuaternarias a lo largo del río Mendoza descendieron hasta los 2.400 m en Punta de Vacas. Kuhle (1985) identificó cinco posiciones terminales glaciales en el sistema glacial del valle del río Mendoza (estados 1-5) correspondientes al Tardiglacial. La morena terminal más externa la ubica a los 1.870 m (estado 0), y sugiere que sería de edad Würm. Sin embargo, Bodenbender (1897b) distingue depósitos que asigna a glaciares de la última glaciación, que por lo menos alcanzaron zonas tan bajas como las que hoy ocupa la ciudad de Mendoza.

Espizua (1989a, 1989b, 1993 en prensa) efectuó el más detallado trabajo sobre las glaciaciones pleistocenas en el valle del río Mendoza (ríos de los Horcones, de Las Cuevas y Mendoza) a los $32^{\circ}45'$ de latitud sur. La diferenciación de los drifts fué realizada en base a criterios de cronología relativa, como características morfológicas, relaciones espaciales estratigráficas, posición topográfica de morenas terminales, meteorización de bloques superficiales de morenas, desarrollo del barniz del desierto, ángulos de pendientes distales en morenas de ablación y grado de desarrollo de suelo, apoyados por algunas dataciones absolutas. Diferenció cinco drifts a los cuales asignó edad pleistocena, cada uno menos extenso que su predecesor, denominados en orden de edad decreciente, Uspallata, Punta de Vacas, Penitentes, Horcones y Almacenes. Los depósitos glaciogénicos fueron separados en unidades cartografiables, descriptas en secciones tipos, constituyendo unidades aloestratigráficas, a las que les asignó nombres de localidades cercanas. Los drifts fueron diferenciados en eventos de primer orden (glaciaciones) y eventos de segundo orden (estadios) reconocidos en la última glaciación (figura 1).

Drift Uspallata

Este se ha preservado en pocos sitios, aflorando a lo largo de unos 500 m a 1,5 kilómetros al oeste de Polvaredas y unos 120 m por encima del río Mendoza. En el valle de Uspallata, el drift aflora a lo largo de aproximadamente 6 Km y yace en marcada discordancia angular sobre las sedimentitas terciarias, que se presentan en una extensa estructura sinclinal. La morena bien preservada en la parte central del valle, consiste en lomadas subparalelas, habiendo llegado la lengua de hielo hasta los 1.850 m. Remanentes de la Terraza Glacifluvial Uspallata, engranan lateralmente encontrándose a ambos lados del valle al este de la morena terminal. Dicha terraza se presenta unos 54 m por encima del río Mendoza y 29 m por encima de la

Terraza Glacifluvial Punta de Vacas. El Drift Uspallata es más antiguo que una capa de ceniza volcánica expuesta en varios lugares a lo largo del río Mendoza y sus tributarios y en la zona de pie de monte. La edad de dicha ceniza, obtenida por el método de trazas de fisión es de 360.000 ± 36.000 años A.P. (J. A. Vance, comunicación personal, 1988). En el arroyo Chacay una capa de ceniza volcánica está interestratificada en una vieja grava la cual es más joven que el till Uspallata. Ello sugeriría que la edad de la Glaciación Uspallata correspondería al Pleistoceno medio temprano, y por la relación con la estructura del valle de Uspallata, su desarrollo se produjo posterior al levantamiento de la Cordillera Frontal-Principal.

Drift Punta de Vacas

La distribución de este drift indica que la lengua de hielo fluyó con un espesor de alrededor 250 m, por los valles de las Cuevas y de los Horcones a lo largo de 58 y 39 Km respectivamente, alcanzando cerca de Punta de Vacas los 2.350 m. A pesar que no se reconoce una típica morena terminal, la concentración de grandes bloques en el fondo del valle en ese lugar, marcaría el límite más externo del hielo durante esa glaciación. Los sedimentos glacifluviales correspondientes, forman remanentes aislados pobremente preservados a lo largo del valle del río Mendoza, los cuales se ubican unos 70 m por encima del río. Aparentemente, el sistema glacial del valle de las Cuevas no se unía con los glaciares provenientes de los valles Tupungato y de las Vacas, ya que no se han encontrado evidencias de ello. No se hallaron capas de ceniza volcánica dentro o por encima del Drift Punta de Vacas, pero si se encontró que la terraza glacifluvial cubre capas de ceniza, por lo tanto, ello implica que este drift es más joven que la ceniza volcánica datada en 360.000 ± 36.000 años A.P.

Drift Penitentes

Este drift se extiende desde Confluencia (3.455 m) hasta unos 5 Km al este de la Villa Los Penitentes. Remanentes de morenas laterales se encuentran en ambas laderas de los valles de los Horcones y de las Cuevas. La distribución del Drift Penitentes muestra que el sistema glacial fluyó a lo largo de estos dos valles hasta los 2.500 m alcanzando un espesor cercano a los 100 m. Inmediatamente al este afloran los sedimentos glacifluviales que forman un *valley train*, el cual se extiende hasta Punta de Vacas. La Terraza Glacifluvial Penitentes está bastante bien preservada y yace unos 42 m por encima del río Mendoza. El till Penitentes está cubierto por una capa de travertino a lo largo del río de las Cuevas; una muestra de esta capa cerca del Km 151 del ferrocarril, fué datada por el método $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ en

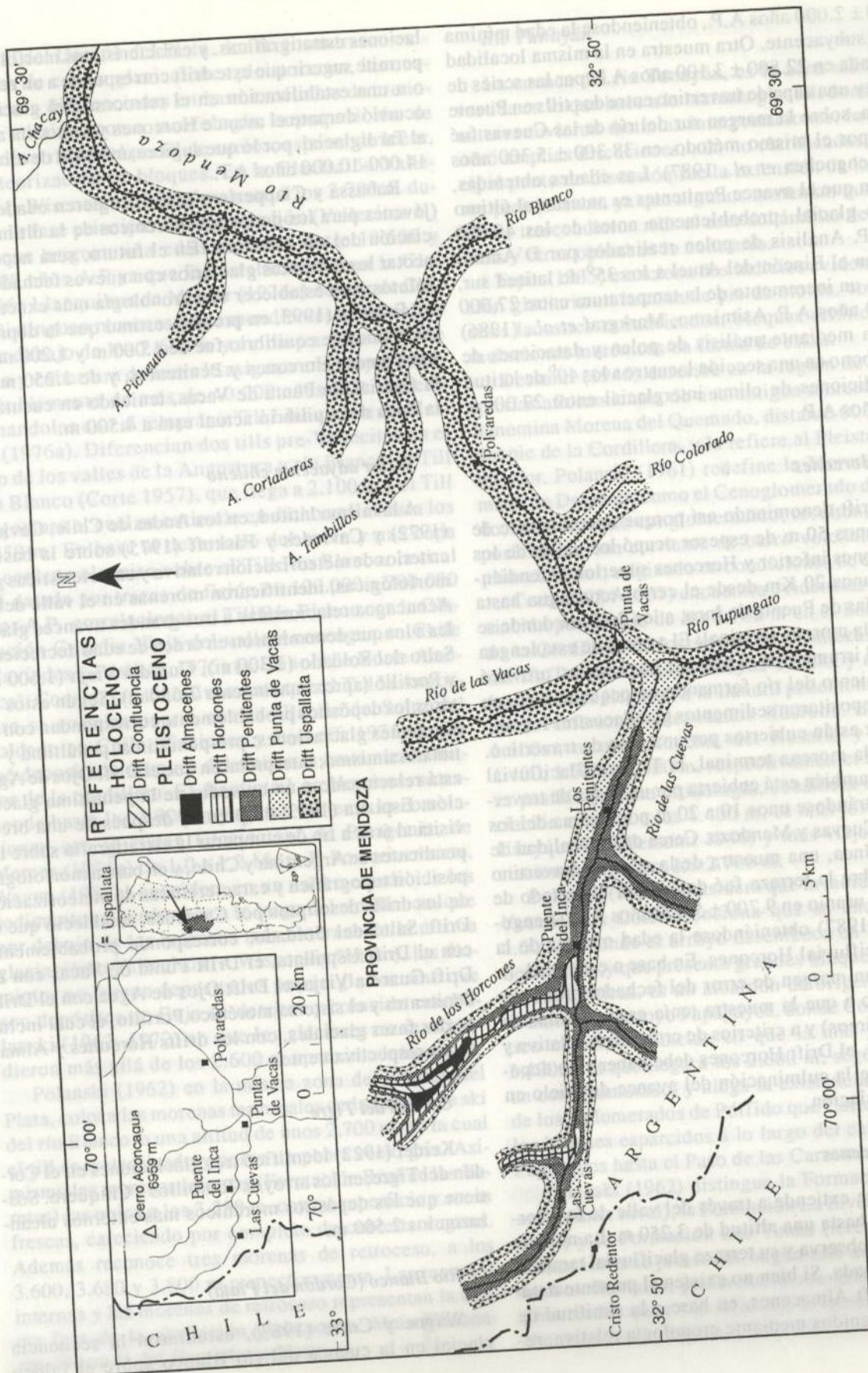


Figura 1: Extensión de los glaciares cuaternarios en el río Mendoza.

24.200 $\pm$ 2.000 años A.P., obteniéndose la edad mínima del till subyacente. Otra muestra en la misma localidad fué datada en 22.800 $\pm$ 3.100 años A.P. por las series de uranio, y una capa de travertino entre dos tills en Puente del Inca, sobre la margen sur del río de las Cuevas fué datada por el mismo método, en 38.300 $\pm$ 5.300 años A.P. (Bengochea *et al.*, 1987). Las edades obtenidas, implican que el avance Penitentes es anterior al último máximo glacial, probablemente antes de los 40.000 años A.P. Análisis de polen realizados por D'Antoni (1980) en el Rincón del Atuel a los 35° de latitud sur, sugieren un incremento de la temperatura entre 27.000 y 24.500 años A.P. Asimismo, Markgraf *et al.*, (1986) sostienen mediante análisis de polen y dataciones de radiocarbono en una sección lacustre a los 40° de latitud sur, condiciones de clima interglacial entre 27.000 y 33.000 años A.P.

Drift Horcones

Este drift denominado así porque una corriente de hielo de unos 50 m de espesor ocupó los valles de los ríos Horcones inferior y Horcones superior, extendiéndose por unos 20 Km desde el cerro Aconcagua hasta las cercanías de Puente de Inca, a los 2.750 m donde se encuentra la morena terminal. El avance de esta lengua de hielo, al irrumpir en el valle de Las Cuevas, provocó el endicamiento del río formando un pequeño lago, en el cual se depositaron sedimentos glacialacustres los cuales a su vez están cubiertos por una capa de travertino. Al este de la morena terminal, la Terraza Glacifluvial Horcones, también está cubierta por una capa de travertino, encontrándose unos 10 a 20 m por encima del los ríos de las Cuevas y Mendoza. Cerca de la localidad de Puente del Inca, una muestra de la capa de travertino que yace sobre la terraza fué datada por el método de las series de uranio en 9.700 $\pm$ 5.000 años A.P. (Bengochea *et al.*, 1987) obteniéndose la edad mínima de la Terraza Glacifluvial Horcones. En base a esta edad, (a pesar del gran margen de error del fechado, probablemente debido a que la muestra tenía gran cantidad de detritos calcáreos) y a criterios de cronología relativa y morfológicos, el Drift Horcones debe haber sido depositado durante la culminación del avance del hielo en la última glaciación.

Drift Almacenes

Este drift se extiende a través del valle de los Horcones inferior hasta una altitud de 3.250 m. La morena terminal no se observa y su terraza glacifluvial también ha sido erosionada. Si bien no existen al presente dataciones del Drift Almacenes, en base a la similitud de los valores obtenidos mediante cronología relativa, re-

laciones estratigráficas, y características morfológicas, permite sugerir que este drift corresponde a un reavance o a una estabilización en el retroceso del glaciar que ocurrió durante el avance Horcones y se podría asignar al Tardiglacial, por lo que sugiere una edad de alrededor 14.000-10.000 años A.P.

Rabassa y Clapperton, (1990) sugieren edades más jóvenes para los depósitos morénicos de la última glaciación del río Mendoza. En el futuro, será necesario acotar los depósitos glaciares con nuevos fechados absolutos para establecer una cronología más exacta.

Espizua (1993, en prensa), estimó que la depresión de la línea de equilibrio fué de 1.000 m y 1.200 m para los avances Horcones y Penitentes, y de 1.250 m para la Glaciación Punta de Vacas, teniendo en cuenta que la línea de equilibrio actual está a 4.500 m.

Sector adyacente chileno

A la misma latitud, en los Andes de Chile, Caviades (1972) y Caviades y Paskoff (1975) sobre la base de criterios de meteorización relativa y características geomorfológicas, identificaron morenas en el valle del río Aconcagua relacionadas a tres grandes avances glaciales a los que denominaron en orden de edad decreciente: Salto del Soldado (1.300 m), Guardia Vieja (1.600 m), y Portillo (aproximadamente 2.650 m). Según estos autores los depósitos probablemente correspondan con las siguientes glaciaciones: pre-penúltima, penúltima y última. Asimismo, interpretaron que el Drift Ojos de Agua está relacionado a un episodio de la penúltima glaciación. Espizua (1993, en prensa) después de una breve visita al área a fin de comparar la estratigrafía sobre las pendientes de Argentina y Chile, y en base a morfología, posición topográfica y características de meteorización de los drifts descriptos por Caviades, estableció que el Drift Salto del Soldado, corresponde probablemente con el Drift Uspallata, el Drift Punta de Vacas con el Drift Guardia Vieja, el Drift Ojos de Agua con el Drift Penitentes y el sistema morénico Portillo, el cual incluye dos fases glaciales, con los drifts Horcones y Almacenes respectivamente.

Cordón del Tigre

Keidel (1922) identificó tres glaciaciones en el Cordón del Tigre, en los arroyos Tambillos y Chiquero. Sostiene que los depósitos morénicos más externos alcanzaron los 2.500 m.

Río Blanco (Cordón del Plata)

Wayne y Corte (1983), estudiaron la secuencia glacial en la cuenca del río Blanco sobre el faldeo

oriental del Cordón del Plata, donde encontraron evidencias de cuatro glaciaciones pleistocenas, las cuales fueron diferenciadas en base a métodos de cronología relativa, como morfología, superposición de tills, desarrollo del perfil de suelos, espesor de loess, y meteorización de bloques. En la Glaciación Vallecitos (=Wisconsin), el hielo alcanzó los 2.700 m durante la fase principal de la glaciación (Vallecitos II) a la que asignan una edad tentativa entre 19.500 y 13.000 años A.P ya que la correlacionan con la Glaciación Llanquihue de Mercer (1976a) del sur de Chile. Distinguen morenas correspondientes a Vallecitos I por debajo de los 2.600 m y en base a desarrollo de suelo y cobertura de loess le asignan una mayor edad, probablemente de más de 40.000 años A.P. correlacionandolas con el temprano Till Llanquihue de Mercer (1976a). Diferencian dos tills pre-Vallecitos en el piso de los valles de la Angostura y río Blanco, el Till Río Blanco (Corte 1957), que llega a 2.100 m y el Till Angostura el cual se extiende en dicho valle hasta los 1.950 m. En base al desarrollo del suelo y una capa de ceniza volcánica sobre el Till Río Blanco, la cual fué datada por trazas de fisión en 100.000 a 200.000 años A.P., correlacionan el Till Río Blanco con la Glaciación Guardia Vieja del valle Aconcagua en Chile (Caviedes y Paskoff, 1975) (= Illinois de Norte América). Consideran tentativamente que el Till la Angostura se correlacionaría con la Glaciación Salto del Soldado en Chile (Caviedes y Paskoff, 1975) y que fué depositado después del último levantamiento mayor de la cordillera. El diamicto Los Mesones, se extiende hasta los 1.800 m, y tentativamente lo correlacionan con la "Gran Glaciación" de Patagonia, de Mercer (1976a) de 1,0 a 1,2 Ma A.P. Posteriormente, Wayne (1988b) considera en un nuevo estudio de los sedimentos y geofomas a lo largo del río Blanco, que por debajo de las morenas más externas de la última glaciación o Vallecitos (= Wisconsin/Würm), los diamictos no fueron depositados por un glaciar sino que son depósitos de flujo de detritos y coincide con Polanski (1962, 1972) en que los glaciares no se extendieron más allá de los 2.600 m aproximadamente.

Polanski (1962) en la misma zona del Cordón del Plata, coloca las morenas terminales de la cancha de ski del río Blanco, a una altitud de unos 2.700 m. en la cual el till es meteorizado y posee un pobre suelo gris. Asimismo las morenas internas (Formación Real de las Yaretas) las ubica a los 3.250 m, con su superficie y rocas frescas, careciendo por completo de cubierta vegetal. Además reconoce tres morenas de retroceso, a los 3.600, 3.680 y 3.800 m respectivamente. Las morenas internas y las morenas de retroceso representan la última fase de la glaciación pleistocena, Main Wisconsin=Würm II del Hemisferio Norte.

Río Tunuyán

La cuenca del río Tunuyán, es la zona más controvertida en lo que hace a la historia glacial, donde varios autores tuvieron distintas interpretaciones, lo cual generó amplias discusiones, aún no clarificadas. El principal punto de discusión fue la extensión de los glaciares pleistocenos, ya que algunos sostenían que los glaciares trascendieron más al este del ámbito de la cordillera y otros opinaban lo contrario.

Tapia (1935) menciona dos indicios evidentes de acción glaciaria en la zona de pie de monte, como depósitos lacustres estratificados, bloques erráticos y acumulaciones morénicas en forma de esker.

Dessanti (1946) describe en la región de las Huayquerías afloramientos de una antigua morena, a la que denomina Morena del Quemado, distante 60 Km al este del pie de la Cordillera, y la refiere al Pleistoceno más inferior. Polanski (1961) redefine la Morena del Quemado de Dessanti, como el Cenoglomerado del Quemado, un sedimento conglomerádico, resultante de la deposición de una corriente de barro volcánico de edad pliocena final, originado en condiciones de clima árido.

Corte (1954-1957) encuentra evidencias de una glaciación por debajo de los 2.700 m en el borde oriental de la Cordillera de los Andes en Mendoza. En el caso del río Tunuyán, de los arroyos Yaucha y del Rosario, los glaciares llegaron a la llanura pedemontana. Los límites inferiores alcanzados fueron: río Tunuyán 1.100m, arroyos Yaucha, del Rosario y Papagayos, 1.400, 1.600 y 2.300 m, respectivamente. Si bien no le es posible dar una cronología, considera que esta glaciación cercana a los 1.400 m, es más joven que la de Huayquerías (Dessanti 1946) y más vieja que las glaciaciones por sobre los 2.700 m.

Polanski (1962), considera que la morena del arroyo Yaucha que Corte menciona que se encuentra a los 1.600 m, donde el arroyo desemboca en la llanura pedemontana, y que presenta grandes bloques estriados de tobas riolíticas, es un albardón de origen fluvial. Asimismo, en el arroyo Papagayos, donde Corte discrimina tres morenas, coincide en que la más joven llegó a 3.400m; la que llegó a los 2.600 m, según Polanski es un cenoglomerado, y niega la existencia de la Morena de los Aglomerados de Pórfido que Corte distingue por los bloques esparcidos a lo largo del cauce del arroyo Papagayos hasta el Paso de las Carretas en la ruta 143.

Polanski (1962) distingue la Formación Los Mesones (primer nivel), la Formación La Invernada (segundo nivel) y la Formación Las Tunas (tercer nivel). Estas formaciones se presentan, según este autor, como sedimentos fluviales, preferentemente grises, típicos fan-glomerados que en la salida de la montaña constituyen abanicos (o sea bajadas) y también terrazas encajonadas.

das. Supone que el proceso de acumulación de las masas detríticas en la zona pedemontana entre los ríos Mendoza y Diamante se relaciona con dos procesos simultáneos actuantes en el área montañosa: el ascenso neotectónico de la zona de la cordillera y el aumento de las precipitaciones.

Polanski (1964b) diferencia en el valle del Alto Tunuyán morenas de la penúltima y última glaciación, ésta última con dos fases o estadios glaciales, separados entre sí por un interstadial. El límite del hielo lo ubica a los 2.850 m y en las laderas orientales del Cordón del Portillo hasta la desembocadura del Cajón de los Arenales a los 2.600 m. Según este autor las dos últimas glaciaciones de la cordillera fueron moderadas y ninguna lengua glaciaria avanzó de la montaña a la llanura pedemontana. Espizua (1983) en cambio, identifica morenas hasta los 2.200 m en las laderas orientales del Cordón del Portillo, en el sistema glacial que conformaba el arroyo Grande.

Polanski (1962) considera que en las cabeceras de los arroyos Papagayos y Yaucha, la morena externa está encajonada en los depósitos piroclásticos pumíceos, los cuales están sepultados por la Formación Las Tunas. La Asociación Piroclástica Pumícea aparece en el último Interglacial y supone que el foco proveedor es la caldera de la Laguna del Diamante que circunda el cono basáltico del cerro Maipo. Stern *et al.*, (1984) coinciden con Polanski en que el foco proveedor es el Complejo Volcánico Maipo, sin embargo demuestran una edad mayor para los depósitos piroclásticos. Estos autores estudiaron cuarenta y cinco muestras de pómez recogidas en distintos afloramientos de flujos piroclásticos, en la Depresión Longitudinal, en la Cordillera de la Costa y la vertiente occidental de la Cordillera Principal a lo largo de los valles de los ríos Maipo y Cachapoal en Chile y en el margen oriental de la Precordillera, a lo largo del valle del río Papagayos en Argentina. Dataciones obtenidas por el método de trazas de fisión en circones de muestras recogidas en los alrededores de Santiago y Rancagua, dieron edades de 0.47 ± 0.07 Ma y 0.44 ± 0.08 Ma. Estas edades son compatibles con aquellas determinadas mediante criterios estratigráficos en depósitos similares en Argentina. La similitud en edad, el contenido de elementos trazas y la composición isotópica de los distintos afloramientos, combinados con la geoquímica que diferencia a estas rocas volcánicas de la región, sugieren que estos flujos piroclásticos fueron emplazados durante una erupción o serie de erupciones cercanamente espaciadas, hace 450.000 años $\pm$ 60.000 años desde un mismo centro volcánico.

Ríos Diamante y Atuel

Groeber (1946-1980; 1955), distingue dos glaciaciones: Diamante (penúltima glaciación) y Atuel (últi-

ma glaciación). Según este autor, el flujo del hielo hacia la zona extracordillerana se produjo por el valle de los ríos Diamante y Atuel. En la primera glaciación en la zona del Diamante una morena extensa llegó a extenderse hasta la Sierra Pintada y La Salina; en el Atuel el glaciar se abría en abanico a unos 20 Km del borde de la cordillera. La segunda glaciación, posterior al Chapualitense Superior, está representada en el Diamante por tres etapas de retroceso a las cuales supuestamente correlaciona con el Dani-Goti y Finiglacial del Hemisferio Norte. Sostiene que las cuencas del Maipo (Chile), Diamante y Atuel, estaban mancomunadas a la manera de las cuencas de los glaciares de la Cordillera Patagónica. Groeber (1955) considera un descenso de la línea de nieve de 1.000 a 1.200 m para la última glaciación, en cambio Polanski (1954a) calcula en 600 m la depresión de la línea de nieve para esta glaciación. Polanski (1958b) niega la Glaciación del Diamante de Groeber ya que según este autor, tal englazamiento no ocurrió en la llanura pedemontana, ni en otros lugares señalados por Groeber.

Dessanti (1956) concuerda en general con Groeber, ya que observó depósitos glaciares en la cuenca del río Diamante a los 1.500 m. Según este autor, el glaciar avanzó hasta el pie del cerro Diamante a la salida de la región cordillerana. En la desembocadura del arroyo de la Josefa a la cota de 1.300-1.400 m, los rodados fluviglaciales engranan lateralmente con la morena. Posteriormente, Dessanti (1978) sugiere que los depósitos de textura caótica constituidos por rodados y grandes bloques, en una matriz de granometría más fina, que se presentan en la margen derecha del río Atuel, aguas arriba de El Sosneado y en la llanura pedemontana a distancias de hasta 40 Km del pie de la montaña, pudieron haber sido transportados por torrentes de barro, debiendo ser dilucidada esta cuestión con futuros estudios.

Ugarte (1955), menciona morenas frontales, posteriores al Chapualitense, en las proximidades del cerro Aguas Calientes, en la pendiente oeste de las lomas de Coihueco frente a la laguna Blanca (campo de bloques de ignimbrita) y al oeste del cerro de La Brea. En todos los casos considera que se trata de típicos bloques erráticos a una cota de 1.700 m, marcando los lugares más alejados de este avance.

Gerth (1931) reconoce una morena de la última glaciación a los 2.120 m en la cuenca del río Atuel que endicó la laguna del Sosneado.

Volkheimer (1978) distingue morenas de la última glaciación en la cuenca del río Atuel. Un arco de morena terminal se encuentra donde desembocan los arroyos Malo y Largo. Menciona pseudomorenas que pudieron haberse originado por remoción en masa, inmediatamente al este de la boca del río Diamante.

Paleoclimaticamente se conocen las condiciones ambientales en la región del Atuel en base a estudios de D'Antoni (1980), quien presenta los resultados del análisis polínico de los sedimentos de la Gruta del Indio del Rincón del Atuel ($34^{\circ}45'$ de latitud sur), donde la columna estratigráfica tiene una antigüedad de por lo menos 32.000 años A.P., según dataciones radiocarbónicas. Entre 32.000 y 27.000 años A.P., el ambiente es patagónico; entre 27.500 y 24.500 años A.P. sugiere un ascenso térmico que favorece la expansión de los elementos del monte, aunque el ambiente todavía soporta una apreciable proporción de elementos patagónicos. Entre 24.500 y 15.500 años A.P. se restablece la dominancia patagónica, por lo tanto, este momento está marcado por bajas temperaturas, y entre 15.500 y 12.500 años A.P. sugiere un aumento térmico y una disminución de las precipitaciones. Markgraf (1983; 1986) también muestra que las inferencias paleoclimáticas en la Gruta del Indio en el Rincón del Atuel durante los últimos 14.000 A.P. son un cambio importante de climas fríos y húmedos a cálidos y secos a los 12.000 años A.P.

Gerth (1931) distingue una morena de la última glaciación en la cuenca del río Salado correspondiente a un glaciar que bajaba del cerro Dedos del Fraile hasta el valle de Las Leñas a una cota de 2.200 m. Considera que esta glaciación fué menos fuerte en el valle del río Grande, y reconoce en los valles laterales además de morenas frontales, uno o dos estadíos de regresión. En la zona del Planchón, ubica morenas a 2400 m. Supone la existencia de una glaciación más vieja en el lado oriental de la cordillera, pues encontró una glaciación más vieja y extensa en el valle del río Tinguiririca que llegó al Valle Longitudinal chileno.

Viers (1967) coincidiendo con Gerth, distingue en el cerro Torrecillas una morena que descendió hasta el arroyo Las Leñas a los 2.200 m.

Yrigoyen (1950a) a *grosso modo* paraleliza las glaciaciones locales con los ciclos europeos y norteamericanos, pero sin pretender demostrar un perfecto sincronismo. Relaciona la elaboración del primer nivel de piedemonte, con la primera glaciación y sostiene que terminados los movimientos de la fase final del III Movimiento Andino, se producen dos avances glaciares que elaboran sendos niveles de pie de monte, de vasta distribución areal. Durante el retraimiento de los hielos del segundo avance, que corresponde al Gran Interglacial, se sedimentan gredas rojizas en las depresiones del este (Nihuil, Atuel, Cañada Colorada) y contemporáneamente se desarrollan las efusiones del Chapualitense inferior.

Reyes (1957) reconoce restos morénicos que asigna a la segunda glaciación andina en la zona de Ranquil del Norte.

HOLOCENO

Neoglaciaciones

Mercer (1976b) sostiene que en el extremo sur de Sudamérica entre los 39° y 53° de latitud sur, los glaciares retrocedieron después de los 13.000 años A.P. y alcanzaron los límites actuales a los 11.000 años A.P. y permanecieron así durante el Younger Dryas Europeo (11.000-10.000 años A.P.) hasta que en el Neoglacial se produjeron reavances que culminaron entre 6.000-4.200 años A.P., probablemente entre 2.700-2.000 años A.P. y durante los tres últimos siglos, alcanzando éstos su máxima envergadura durante el primer episodio. Mercer define el Intervalo Hypsithermal en Patagonia como un intervalo postglacial que comenzó cuando el clima fué más templado que el actual, y terminó cuando el clima se hizo más frío. Afirma que el Intervalo Hypsithermal comenzó antes de los 11.000 A.P. y terminó al comienzo del primer avance Neoglacial, posiblemente alrededor de los 5.500 años A.P.

Sin embargo, evidencias palinológicas indican una tendencia al enfriamiento entre 11.000-10.000 años A.P. en el distrito de los lagos del sur de Chile y Tierra del Fuego, Heusser (1984; 1989). El cual fue seguido por un clima cálido, con el máximo calentamiento ocurriendo entre 9.410 y 8.600 años A.P. y posteriormente por un enfriamiento, alcanzando la mínima entre los 4.950-3.160 años A.P., entre 3.160 y 800 años A.P. y durante los últimos siglos. Esta tendencia al enfriamiento fue interrumpida dos veces alrededor de los 3000 y 300 años A.P., por temperaturas más altas que las actuales en el sur de Chile (Heusser y Streeter, 1980).

Heusser y Rabassa (1987) y Rabassa *et al.*, (1990) identificaron un retroceso glaciar con varios reavances o episodios de estabilización del frente del hielo en el canal de Beagle, incluyendo un episodio de clima frío entre 11.000-10.000 años A.P. al que correlacionan con el Younger Dryas (Dryas Reciente) del Atlántico Norte y Escandinavia.

Espizua (1989a) en el valle del río Mendoza a los $32^{\circ}45'$ de latitud identifica morenas laterales (Drift Confluencia) a lo largo de ambos márgenes del río de los Horcones Inferior, cuya morena terminal finaliza a los 3.300 m, la cual grada a su vez a una terraza glaci-fluvial. En base a la frescura del drift, al pobre desarrollo del barniz del desierto, y a la proximidad de morenas terminales de glaciares de valle activos, sugiere que estos depósitos son de edad Neoglacial, tentativamente de una edad de alrededor 5.000-2.500 años A.P.

En la región árida de Mendoza, Markgraf (1983; 1986) establece la cronología paleoambiental entre los 32° a 34° de latitud sur a través del análisis de polen en la Gruta del Indio en el Rincón del Atuel, y en una tur-

bera en el valle de Uspallata a la cota de 2.000 m, sitio al que denomina Salina 2. Sugiere mediante inferencias paleoclimáticas en los últimos 14.000 años A.P., un cambio de envergadura de un *pattern* glacial a un *pattern* postglacial a los 12.000 años AP. Este duró hasta los 8.500 años A.P. y entre los 8.500 y 5.000 años A.P. las precipitaciones de verano decrecieron lo que implica, un incremento de la temperatura, la cual se refleja por la mayor proporción de vegetación desértica en el sitio Salina 2, para este período de tiempo. Entre los 5.000 y 3.000 años A.P., la elevada escorrentía de los ríos en la zonas bajas, la gran cantidad de agua y la paupérrima vegetación andina en las zonas altas, sugieren un incremento de la precipitación invernal y consecuentemente, temperaturas más bajas. Esta configuración climática duró hasta los 3.000 años A.P., donde comenzaron a establecerse las condiciones de clima moderno. En el sitio Salado, en una turbera localizada en las cabeceras del río Salado, unos 20 Km al oeste de Los Molles, (35°10' latitud sur), Markgraf (1983) sugiere un incremento de la temperatura a los 3.000 años A.P. en base a cambios en el sedimento.

Wingenroth (1992) reconstruyó 6.400 años de historia paleoambiental en un depósito orgánico-mineral en la quebrada Benjamín Matienzo (32°35' de latitud sur) a los 3.300 m, relacionando entre sí la vegetación actual, el polen actual y pasado, y efectuando algunas dataciones por C14. Obtuvo 174 cambios ambientales, determinando los ambientes fríos y húmedos a los 5457-5433; 5397-5373; 5279-5250; 5236-5222; 5176-5164; 5113-5095; 5017-5014; 4885-4876; 4870-4852; 4746-47344; 4307-4278; 2676-2637; 2493-2445; 2281-2194; 2136-1752; 1738-1700 y entre los 1038-950 años A.P. En los ambientes frío y húmedos ubicados entre los años 2676-2637; 2281-2242; 2039-2020 y entre los 1038-950 años A.P., observó intensas precipitaciones nivales y bajas temperaturas y los relaciona con un aumento del hielo glaciario.

Wayne y Corte (1983), en la cuenca del río Blanco al oeste de Mendoza, en base a métodos de cronología relativa, distinguen tres avances glaciarios en el Holoceno. Los depósitos más antiguos del Holoceno I corresponden a glaciares de escombros fósiles, cuyas lenguas en pocos lugares, se extendieron más allá de las del Holoceno II. La glaciación Holoceno II fué suficientemente intensa para que los glaciares avanzaran hasta los 3.450 m en las quebradas de Vallecitos y de la Angostura donde aparecen lomadas de morenas. Por métodos de cronología relativa, incluyendo cobertura de líquenes, los autores sugieren que estos depósitos pueden correlacionarse con el avance glaciario detectado por Mercer (1976 a y b) y datado en 2.000 y 2.700 años A.P. El más joven, llamado Holoceno III terminó tentativamente hace un siglo, y las lenguas de hielo cubiertas

por detritos retrocedieron a unos 3.600 m y los glaciares de escombros activos e inactivos, pero no colapsados a unos 3.250 m, siendo las evidencias de un período frío.

De acuerdo a las investigaciones de Stingl y Garleff (1985), la cronología glacial del sistema del río Atuel (35° latitud sur), está caracterizada por las siguientes fases:

1- Un período de glaciación menor, que duró varios miles de años, durante el Tardiglacial y el Holoceno temprano.

2- Un período de significativo avance glaciario en el Holoceno medio (6.000-4.500 años A.P.)

3- Un rápido retroceso, en el cual los glaciares alcanzaron cercanamente las posiciones actuales a los 3.000 años A.P.

4- Un remarcable avance alrededor del siglo.

D'Antoni (1980), presenta los resultados del análisis polínico de los sedimentos de la Gruta del Indio del Rincón del Atuel. Entre 12.500 y 5.000 años A.P. determina un cambio en la fisonomía de la vegetación debido a un aumento de la temperatura y aridez en el ecosistema, y entre 5.000 y 2.000 años A.P. dominan las microp-hanerophyta indicando mayores niveles de agua en el Atuel. A partir de 2.000 años A.P. dominan las theropyta, hecho que interpreta como el establecimiento de la fisonomía actual del sistema.

González (1987), estableció que en la depresión de las Salinas del Bebedero (provincia de San Luis), entre los 8.270 ± 160 y 5.240 ± 100 años A.P. la presencia humana en las periferias del lago indicaría mayor humedad. Asimismo, evidenció un episodio húmedo en la cueva de Intihuasi (provincia de San Luis), portadora de material arqueológico, indicando edades de 7.970 ± 100 y 8.068 ± 200 años A.P. y sugiere que este incremento de humedad en la llanura se correlacionaría con el Hypsithermal establecido para el Hemisferio Norte. Evidenció ocho líneas de costas formadas en el Holoceno en la depresión de Salinas del Bebedero las cuales podrían deberse a aportes de aguas cordilleranas durante los avances Neoglaciales, obteniendo para las dos riberas más modernas edades de 350 ± 70 y 630 ± 110 años A.P. y hace corresponder la ribera más joven con la Pequeña Edad de Hielo.

Glaciares actuales

La distribución de los glaciares actuales en los Andes de Mendoza fué descrita por Lliboutry (1956); posteriormente, Corte y Espizua (1981), realizaron un detallado inventario de los glaciares en la cuenca del río Mendoza; Espizua (1983), lo continuó en el sector oriental del Cordón del Plata y del Portillo y Cobos (1981) en la cuenca del río Atuel. Morfológicamente los cuerpos de hielo fueron clasificados como glaciares

Mientras que la mayoría de los glaciares en el sector considerado tienen un comportamiento normal, algunos exhiben condiciones anormales como por ejemplo, en la cuenca del río del Plomo los glaciares Grande del Juncal y Grande del Nevado, han experimentado avances rápidos repetitivos o surges. El primero avanzó en 1910 y en algún momento entre 1934 y 1955; el último avanzó en 1933 formando un dique de hielo, el cual al colapsarse produjo una inundación con características catastróficas en enero de 1934 a lo largo de río Mendoza (Espizua 1986), avanzando nuevamente entre abril y noviembre de 1984. El glaciar de los Horcones Inferior también avanzó rápidamente a fines de 1984 (Espizua, 1990). En la cuenca del río Atuel, Cobos y Boninsegna (1983) mencionan que el glaciar Laguna, el cual drena en la laguna del Atuel, tuvo un avance rápido entre 1970 y 1982 mientras que los demás glaciares en el área retrocedían.

más glaciares en el área retrocedían.