

Los glaciares del Pirineo Centro-oriental (para capítulo 4.2.-Iberia, Land of Glaciers-Elsevier)

Josep Ventura ¹, Valentí Turu ^{2,3,4}

¹ ANTALP (Antarctic, Arctic and Alpine environments), Department of Geography, Barcelona University, c/ Montalegre 6, 08001- Barcelona, Spain

² Fundació Marcel Chevalier, Edifici Socio-Cultural La Llacuna AD500, Andorra la Vella, Principat d'Andorra

³- Department of Earth and Ocean Dynamics, Barcelona University

⁴- Department of Geological and Mining Engineering. University of Castilla La-Mancha

RESUMEN

Las cabeceras glaciares de la Noguera Pallaresa y la Valira mantienen los rasgos de la alta montaña pirenaica, con formas glaciares rotundas como son los amplios circos compuestos, los collados de transfluencia y difluencia glaciar, y la presencia de grandes cubetas de sobreexcavación en los valles principales. El Pirineo Centro-oriental albergó a 6 grandes colectores glaciares con longitudes superiores a los 20 km, algunos de ellos, durante fases de máxima extensión, llegaron a confluir conformando dos sistemas glaciares complejos; el de la Pallaresa con >60 km y el de la Valira con 43 km de longitud respectivamente y espesores del orden de los 400-600 m. La documentación sobre la cronología glaciar es muy dispar entre las dos cuencas. La Valira (Andorra) dispone de una excelente cronología sustentada en el estudio sedimentológico de la cubeta de La Massana, de los complejos terminales del glaciar, incluyendo depósitos pertenecientes a glaciaciones antiguas y de numerosas dataciones absolutas mediante diferentes técnicas (radiocarbónicas, OSL, cosmogénicas). La Noguera Pallaresa cuenta con escasas dataciones absolutas y se ha aprovechado este estudio para actualizar su cronología de fases glaciares a partir de la revisión de la información disponible y de la correlación con datos procedentes de la Valira y del glaciar de la Garona (Val d'Aran) que estuvo conectado con el glaciar de la Pallaresa.

Palabras Clave: Pirineo Centro-oriental, formas glaciares, asincronía glaciar, actualización cronología glaciar, deglaciación.

1. EL MARCO GEOGRÁFICO

En el límite del Pirineo Oriental y el Central se encuentran los valles del Valira y de la Noguera Pallaresa respectivamente. Al E de la Valira-Segre, ya en pleno Pirineo Oriental, se encuentra la Cerdaña, el Baridà y al sur el Urgellet (ver capítulo XX) y por el W el río Flamisell que confluye con la Noguera Pallaresa y ambos limitan con los macizos montañosos de la cabecera de la Noguera Ribagorzana, en pleno Pirineo Central (ver capítulo XX). Ambos ríos drenan hacia el Mediterráneo por medio del Segre, afluente del Ebro. La Noguera Pallaresa tiene su cabecera emplazada en la zona axial pirenaica, limitando por el N y NW con la cuenca atlántica del río Garona (Val d'Aran) y sus afluentes (Salat y Ariège), a lo largo de la divisoria principal pirenaica con alturas comprendidas entre los 1.800 y los 3.000 m. El conjunto tiene una extensión de 70 km (W-E) y de 55 km (N-S), entre las cumbres fronterizas y la posición alcanzada por los frentes glaciares del último ciclo glaciar (LGC). Los valles excavados por los ríos principales tienen una disposición general N-S, transversal a la estructura geológica (orientación E-W y que si siguen los valles secundarios). Entre las cumbres y el fondo de los valles (situados entre 700 y 1.500 m) la excavación es notable con desniveles del orden de 1.000-1.500 m. La disposición fluvial N-S y W-E compartimenta el relieve en una serie de macizos montañosos con alturas superiores a los 2.700 m y una morfología mezcla del paisaje típicamente alpino del Pirineo Central y el de extensas peneplanas en zonas de cumbre propias

del Pirineo Oriental. La cuenca alta de la Noguera Pallaresa se organiza, de W a E, en 4 grandes valles: (i) el del río Flamisell (Vall Fosca); (ii) la Noguera Pallaresa (Valls d'Àneu); (iii) la Noguera de Cardós (Vall de Cardós); y (iv) la Noguera de Vallferrera (Vall Ferrera). Los tres últimos valles confluyen en la localidad de Llavorsí (801 m) donde en épocas de máximo glaciar conformaron un único glaciar.

En su interior se sitúan, de N a S, los núcleos montañosos de: (i) Barlonguèra (2.801 m) en la cresta fronteriza más septentrional; (ii) Marimanha (2.766 m), Mont-roig (2.864 m) y Certascan (2.853 m) en las cabeceras de la Pallaresa y Cardós; (iii) Pica d'Estats, (42°40'09''N 1°23'52''E, 3.143 m, punto culminante del Pirineo Centro-oriental) y Monteixo-Medacorba (2.915 m) en la cabecera de la Vall Ferrera; (iv) Salòria (2.788 m) en el valle de Tor, al S de la Vall Ferrera; (v) Bassiero-Peguera (2.980 m) al W de la Pallaresa organizando, en una disposición radial, las cabeceras de los valles de la Bonaigua, Espot, Àssua y Flamisell; y (vi) separados de las zonas más elevadas por los valles laterales de Àssua y Santa Magdalena se sitúan respectivamente al W y E de la Noguera Pallaresa, la Serra d'Altars (2.494 m) y el macizo del Orri (2.439 m), los últimos macizos con huellas glaciares.

La cuenca del río Valira se organiza a partir de 4 grandes valles que confluyen en la localidad andorrana de Les Escaldes (1.025 m) y como en la Pallaresa, en épocas de máximo glaciar formaron también una única lengua glaciar; (i) la Valira d' Orient sigue el valle principal de Andorra con numerosos valles laterales (Incles, Ransol, Cortals, etc.); (ii) el valle la Valira del Nord con su afluente el río de Arinsal; (iii) el valle del Riu Madriu; y (iv) el valle de Perafita-Claror. El trazado de la Valira d' Orient y de la Valira divide a la cuenca en dos grandes sectores que incluyen los siguientes núcleos orográficos; (i) el situado al N incluye, de W a E, a los macizos, de Coma Pedrosa (2.942 m), Tristaina-Font Blanca (2.903 m), Serrera-Estanyó (2.915 m) y Juclar-Cabaneta (2.818 m); y (ii) el situado al S y SE, incluye a los macizos del Port Negre y del Pic de la Portelleta (2.905 m)-Pessons.

A diferencia de los dos grandes valles glaciares, para el Flamisell y el valle de Manyanet únicamente existía un único glaciar de valle junto con algunos pequeños glaciares en la cabecera de valles secundarios.

La litología y evolución geológica del Pirineo Centro-oriental es común con la descrita en el capítulo (ver capítulo XX) sobre el conjunto del Pirineo Central. La zona afectada por el glacialismo cuaternario en las cuencas de la Pallaresa y de la Valira pertenece a la unidad morfoestructural del "Pirineo Axial" formado exclusivamente por rocas de edad paleozoica involucrados posteriormente en tres mantos de corrimiento (Nogueres, Orri y Rialp) con vergencia S y de edad alpina (ICGC, 2015). Los macizos montañosos se pueden agrupar según su litología: (i) los del Mont-roig, Certascan, Pica d'Estats, Monteixo-Medacorba, Salòria y Orri están constituidos por pizarras con intercalaciones de areniscas y de cuarcitas del Cambro-ordovícico, mientras que los de Tristaina-Font Blanca, Serrera y Cabaneta están formados por micaesquistos metamórficos; (ii) los de Bassiero-Peguera, Marimanha, el sector E de Certascan-Romero y Portelleta-Pessons por granodioritas incluidas en batolitos tardihercinianos; (iii) los sectores al E de Marimanha (Roca Blanca, Aulà), la periferia del macizo de Bassiero-Peguera (Tèsol, Encantats) y las cumbres del Pic de Casamaya y Alt de la Capa en Andorra, por calizas y mármoles; (iv) Otras litologías presentes en la región son los gneises y las pizarras negras del Silúrico. La unidad morfoestructural de las "Sierras Interiores", entre el Segre y la Noguera Ribagorçana y a diferencia de los sectores situados al W y E, presenta un desarrollo altitudinal modesto (Boumort, 2.070 m) con presencia de modelados periglaciares y muy reducidas huellas glaciares.

El clima mediterráneo de alta montaña es el dominante en el Pirineo Centro-oriental, con una marcada influencia atlántica en el sector NW y N de la cuenca de la Pallaresa. En los fondos de valle (800-1.200 m) la temperatura media anual se sitúa en los 9°C y la precipitación anual entre 700 y 1.250 mm. En el fondo de los valles centrales de la Pallaresa la disposición orográfica

provoca una mayor continentalidad con más gradiente térmico y una menor precipitación. A medida que se asciende a la alta montaña, aumenta la precipitación anual, situándose a los 2.000 m entre 1.000 y 1.100 mm anuales con un máximo de >1.250 mm en los macizos de Bassiero-Peguera y Barloguèra. En el Port de la Bonaigua (2.260 m), al N del macizo de Bassiero-Peguera en el límite con el Val d'Aran, se registra una precipitación anual de 1.232 mm y una temperatura media anual de 2,7°C. En esta cota se contabilizan 134 días de precipitación, siendo el 40% de ellos en forma de nieve (Carrillo and Ninot, 1998).

La vegetación actual dominante en el piso subalpino (1.600 – 2.200/2.300 m) es la del bosque de pino negro (*Pinus uncinata*) acompañado de abeto en las zonas bajas. El piso alpino con matorrales de montaña y pastos alcanza el nivel de cumbres en las zonas más favorables. En las zonas rocosas desde los 2.300 m hasta los picos más elevados se desarrolla el piso periglacial (Carrillo and Ninot, 1998). La actividad agrícola y forestal, la ganadería extensiva y antiguamente la minería del hierro (Vall Ferrera), ha transformado la vegetación en todos sus pisos altitudinales de manera que el actual paisaje pirenaico es el resultado de esa interacción secular con el medio natural. La presencia de depósitos glaciares explica la localización de zonas relativamente llanas en fondos de valle y a media ladera y su aprovechamiento para situar núcleos urbanos y las mejores tierras de pasto o de labranza.

2. EL DESCUBRIMIENTO DE LAS FORMAS GLACIARES

Las primeras notas sobre el glaciario en el alto Pallaresa se remontan al siglo XIX. Durocher (1841) comenta la presencia de rocas pulidas por el hielo entre Esterrí d'Àneu y Salardú y de Verneuil and Keyserling (1861) citan la presencia de acumulaciones glaciares entre la Bonaigua y Esterrí d'Àneu. Bladé (1875) es el primer autor que en Andorra localiza morrenas laterales y rocas estriadas. La primera síntesis sobre el glaciario en el Pirineo fue realizada por Penck (1883) en la que a partir de la relación entre morrenas terminales y terrazas determinó la existencia de tres glaciaciones. Este autor situó el final del glaciar de la Pallaresa a 920 m cerca de la Guingueta d'Àneu (longitud de 30 km) y el de la Valira a 1.080 m en Andorra la Vella (longitud de 28 km). En la primera mitad del siglo XX varios autores estudian ambas cuencas aportando la localización de los principales depósitos glaciares. En Andorra, Chevalier (1924, 1906) sitúa el frente del glaciar de la Valira más al S, en Santa Coloma, a 1.030 m (recorrido de 29 km) e identifica 3 glaciaciones, la penúltima (Riss) con el frente antes citado y la más reciente (Würm) menos extensa con frentes a 1400 m. Panzer (1926) y Nussbaum (1934) sitúan el frente glaciar 3 km más al S, en la localidad de la Margineda (960 m). Llobet (1947), en su obra de síntesis, mantiene las 3 glaciaciones en Andorra, el frente glaciar Riss en La Margineda, siendo el primer autor que comenta los depósitos glaciolacustres de La Massana. En la Pallaresa, García Sainz (1933) estudia el valle del Famisell y sitúa en la localidad de Molinos su frente glaciar en la última glaciación (longitud de 18,5 km). Más al S, en La Pobleta de Bellveí, unos bloques de granito en una terraza los vincula con una glaciación anterior más extensa (Riss). El mismo autor (García Sainz, 1935) para el conjunto de la Pallaresa y siguiendo la teoría poliglaciaria, identifica tres episodios glaciares; (i) una glaciación antigua (“penúltima glaciación”, Riss) más extensa con su frente en la Guingueta d'Àneu a 920 m; (ii) una glaciación más reciente con una extensión espacial menor (“última glaciación”, Würm) con frentes situados entre 1.300 y 1.600 m; y (iii) un episodio más reciente (al que denomina como “epiglaciario”) localizado en las cabeceras glaciares por encima de los 2.000 m. El estudio de Nussbaum (1934) es ampliado por Solé Sabarís (1936) quien concreta la extensión glaciar en la zona con: (i) un glaciar principal de la Pallaresa mucho más extenso, con 52 km (frente cercano a Llavorsí, a 820 m) y un espesor de 450 m en Esterrí d'Àneu; (ii) 28 km para el glaciar de Cardós; (iii) 22 km para el glaciar de Vallferrera. Posteriormente Nussbaum (1956) a nivel cronológico atribuye a la última glaciación (Würm) la mayoría de los depósitos glaciares. También plantea la hipótesis de una glaciación anterior más extensa (Riss) a partir de pequeños

depósitos fluvio-glaciares a +30-40 m situados aguas abajo de Llavorsí y de las rocas aborregadas situadas a mayor cota que la alcanzada en la última glaciación. En relación al valle del Flamisell aporta localizaciones de depósitos glaciares en el valle principal entre Capdella y Sallente, detalla los de Espui a 250-300 m sobre el fondo del valle y adscribe a varias fases de la deglaciación los situados en los altos valles y circos (entre 1.400 y 2.200 m). Fontboté et al. (1957) realizan en la Pallaresa la descripción del depósito glaciolacustre de Tírvia, mientras que en Andorra ponen en cuestión la existencia de la morrena terminal de La Margineda, describen las morrenas de Santa Coloma y de Engolasters e interpretan como depósitos de obturación glaciaria a los sedimentos lacustres y morrénicos de La Massana. Los geólogos holandeses de Leiden incluyeron también anotaciones geomorfológicas, entre los que destaca Hartevelt (1970) para Andorra y Zandvliet (1960) en la Pallaresa, con aportaciones concretas: (i) la importancia de la sobrealimentación glaciaria desde el Val d'Aran (Plan de Beret y Port de la Bonaigua); (ii) la plataforma glaciaria de Romedo en la cabecera de Cardós; y (iii) la presencia de depósitos yuxtaglaciares (situados a media ladera entre la vertiente del valle y los márgenes laterales del glaciario, obturando este el desagüe de barrancos y valles laterales) de naturaleza fluvio-glaciaria y periglaciaria, colgados a 600-700 m sobre el fondo del valle.

Durante la década de los años 80 se emprenden diversos estudios sectoriales en ambas cuencas. En Andorra aparece la nueva síntesis de Serrat and Vilaplana (1979) y los estudios geomorfológicos de Prat (1980) situando el frente glaciario de la Valira aún más al S (en Sant Julià de Lòria, a 900 m), y los de Serrat and Vilaplana (1979) y Vilaplana (1985) centrados en el valle de la Valira del Nord y su complejo glaciario de La Massana (ver apartados 3 y 4). Prat (1980), siguiendo el modelo propuesto por Chevalier (1924), diferencia 3 fases en la evolución glaciaria de Andorra: (i) una fase de máxima extensión glaciaria (situada en el Riss) incluyendo las subfases de expansión, estacionamiento y retroceso; (ii) una fase glaciaria post-máxima (de edad Würm) situada en los altos valles con glaciares de valle y estadios de retroceso; y (iii) una fase tardiglaciaria con glaciares de circo y morrenas de nevero. En la Pallaresa se realizan los trabajos de Ventura (1983, 1982) en los valles de Escart y Espot, Verdaguer (1986) y Bru (1983) en los valles de Cardós y Vallferrera y Furdada (1988) en el valle de Àssua, que incluyen cartografías de detalle (1:25.000) y sedimentología de campo. Posteriormente se realizó la última síntesis sobre el glaciario en el Pirineo central catalán (Bordonau et al., 1992; Bru et al., 1985; Serrat et al., 1994) centrada en una máxima extensión glaciaria en el último ciclo glaciario. En esta época también se inician estudios geofísicos como el de la cubeta de Esterri d'Àneu (Bordonau et al., 1989), sobre glaciares rocosos (Gutiérrez Elorza and Peña Monné, 1981; Martí and Serrat, 1992).

En Andorra destacamos la síntesis realizada por Gómez-Ortiz (1996) sobre el glaciario y el periglaciario, así como la elaboración del Mapa Geomorfológico de Andorra (Copons, 2005) continuando la ya iniciada a finales del siglo pasado en la Cerdanya por el IGME. Los estudios sobre glaciario han continuado durante las tres últimas décadas, focalizados en la prospección geofísica, la estratigrafía secuencial y la realización de dataciones absolutas del relleno sedimentario del complejo glaciario de La Massana, construido en fases posteriores al UMGL (Jalut and Turu, 2008; Turu, 2002a, 2002b, 2001, 1998, 1992; Turu et al., 2017, 2013, 2002; Turu and Bordonau, 1997), en la localización de los frentes glaciares de diversas glaciaciones y en la correlación y datación de terrazas fluvio-glaciares con frentes morrénicos (Turu, 1994; V Turu and Peña, 2006a, 2006b; Turu, 2011).

En el marco del I Simposio de Glaciario de AEQUA 2011 se retomó la cuestión de la paleogeografía del glaciario en la Pallaresa (V Turu et al., 2011) y previamente abordada por Ventura (2010). Aquí se situó el complejo terminal del glaciario de la Noguera Pallaresa más al S que por anteriores autores, próximo a Rialp, con fases de conexión o de obturación sobre el glaciario de Cardós-Vallferrera. Respecto al valle del Flamisell, distinguieron dos frentes morrénicos terminales, el de Molinos y uno inédito localizado más al S, cerca de Senterada, pertenecientes a fases diferentes dentro del último ciclo glaciario. También se han realizado trabajos de correlación basados en terrazas fluviales y fluvio-glaciares (Peña et al., 2011),

trabajos sectoriales (Vizcaino et al., 2011) que incluso han permitido su correlación con los eventos globales (Pèlachs et al., 2011) y de cartografía geomorfológica, la del IGME a escala 1:50.000 de las hojas de 149 Isil (Cabra, 2013) y 181 Esterri d'Àneu (Suárez Rodríguez, 2016) y otras en el valle de Filià en el Flamisell (Rallo et al., 2012).

3. LA DISTRIBUCIÓN DE LAS FORMAS GLACIARES

El sistema glaciar del Pirineo Centro-oriental lo forman 6 colectores principales con longitudes superiores a los 20 km: (i) Pallaresa, Cardós, Vallferrera y Flamisell en la Noguera Pallaresa, llegando los 3 primeros a confluir en una única lengua glaciar (>60 km); y (ii) Valira d'Orient y Valira del Nord en la cuenca de la Valira. Ambos valles también llegaron a confluir formando un único glaciar (>40 km). A su vez, diversos de los emisarios glaciares que los alimentaban alcanzaron longitudes entre 4 y 15 km, siendo los más extensos los de la Bonaigua, Espot y Unarre en la Pallaresa, Tavascan y Lladorre en Cardós, Arinsal en la Valira del Nord y Incles, Ransol y Madriu en la Valira d'Orient. Hay que añadir, en la Pallaresa, las aportaciones procedentes del glaciar de la Garona, situado en la vertiente N del Pirineo mediante 2 extensas transfluencias glaciares (Plan de Beret y Port de la Bonaigua) y la existencia de varias plataformas glaciares. En la Valira, aunque de menor entidad, fue notable la transfluencia del Port d' Incles (con el valle francés de Aston, en la cuenca del Ariège). Otra evidencia del notable volumen glaciar alcanzado en las zonas de cabecera es el gran número de collados de transfluencia o difluencia glaciar localizados tanto a nivel de crestas (>2.600 m) como en los amplios collados ("ports"), situados entre 2.000 y 2.500 m, aprovechados desde tiempos remotos como vías de comunicación entre los valles.

Circos glaciares de distinto tamaño y morfología configuran las cabeceras de los dos sistemas glaciares. Excavados a expensas de antiguas cabeceras fluviales o torrenciales emplazan sus fondos de circo entre 2.000 y 2.500 m. En los altos macizos (2.600-3.000 m), sobre todo en roquedo granítico, se encuentran las morfologías más nítidas con circos compuestos (con extensiones >7km²) organizados internamente (siguiendo líneas de fracturación o contactos litológicos) con una sucesión de cubetas de sobreexcavación, ocupadas actualmente por numerosos "estans" (lagos), separadas por umbrales rocosos. Ejemplos de grandes circos son los de Peguera, Cabanes y Romedo (Pallaresa) y Pessons y Gargantillar (Valira). Las crestas delimitan los circos, pero su crecimiento lateral no ha sido completo quedando retazos de paleosuperficies preglaciares entre ellos, incluso a gran altitud (<2.700 m). Circos escalonados se sitúan en macizos con fuerte desnivel y litología de pizarras y cuarcitas presentando 3 o 4 niveles sobreexcavados, como los de Unarre (Pallaresa) y Guerossos (Cardós).

Los valles principales presentan escasas muestras de relieve glaciar, debido principalmente a la influencia del roquedo dominante (pizarras) poco propicio a su conservación. Los valles presentan mayoritariamente secciones transversales en "V" e incluso tramos estrechos de garganta fluvial y solo aparecen aisladas algunas secciones en "U" como en las vertientes sobre las cubetas d' Esterri d'Àneu (Pallaresa), de Espui (Flamisell) y de Andorra la Vella (Valira) o entre las localidades de Lladorre y Cassibrós (en Cardós) con una sucesión ensanchamientos laterales o "falsas cubetas" (Bru, 1985) separados por estrechamientos rocosos. En los altos valles (>1.600 m), especialmente en aquellos de roquedo granítico y de gneis, las secciones transversales en "U" son más frecuentes, así como perfiles longitudinales con rupturas de pendiente o umbrales rocosos y valles colgados.

De W a E se suceden los siguientes colectores glaciares principales:

El **glaciar del Flamisell** cuya cabecera lo configura el extenso circo compuesto de Capdella (6 km de ancho y 5 km de largo; 22 km² de extensión) que modelado en roquedo granítico se organiza en gradería con 3 niveles (entre 2.600 y 2.150 m) ocupados por cubetas de sobreexcavación glaciar con lagos en la actualidad. En su interior, el Estany de Mar ocupa la

cubeta más extensa (1,9 km de longitud). El valle se inicia superado el último umbral del circo, después de un desnivel de 450 m y un poco más al S, en la localidad de Capdella (1.425 m), confluyen con el colector principal los valles glaciares de Riquerna y Filià. A lo largo de los primeros 11 km, hasta la localidad de Molinos (982 m) el valle presenta un marcado perfil transversal en U y longitudinalmente incluye 2 umbrales rocosos y la cubeta de sobreexcavación de Espui (3 km de longitud). Se encuentran depósitos glaciares en varias localizaciones, los principales y más extensos son los tills situados entre el embalse de Sallente y Capdella (1.400-1.630 m), los del fondo del valle de Filià y los situados a ambos márgenes del valle de Riquerna (entre los 1.300 y los 1.850 m). En la zona de Espui, se encuentran acumulaciones glaciares a media ladera del valle (hasta los 1.500 m) indicando grosores del glaciar de 250-340 m. En la zona terminal del glaciar varios depósitos y afloramientos indican la situación del frente en distintas fases. Al N de Molinos (982 m) se localiza una morrena terminal (Oller, 1992), considerada por varios autores como el frente glaciar del último ciclo glaciar, tras un recorrido de 18,5 km (García Sainz, 1933; Nussbaum, 1956). Los depósitos glaciares más externos son localizados por Turu et al. (2011) en la Borda de Casanou (750 m), al N de la localidad de Senterada (740 m), en un till asociado al UMGL. Hasta aquí el glaciar del Flamisell alcanzó un recorrido de 26,7 km.

El **glaciar de la Pallaresa** sitúa su cabecera en los circos occidentales del macizo de Marimanha que vierten sobre la superficie del paleo-valle de Beret-Montgarri (1.700-1.900 m) que a su vez es alimentada por una transfluencia glaciar procedente del glaciar de la Garona. Entre Montgarri (1.648 m) y Alós d'Isil (14 km) el valle tiene una dirección W-E paralelo a la disposición estructural, rodeando por el N, al macizo de Marimanha. El volumen glaciar acumulado fue importante (700 m de espesor) como lo demuestran la existencia de amplios collados de difluencia y transfluencia glaciar en la divisoria principal. El escaso desarrollo de sus vertientes facilitó la formación de una extensa plataforma glaciar en Bonabé (1.900-2.200 m) de 6 km de anchura. En contraposición, el valle presenta en este sector una morfología claramente fluvial con tramos de garganta fluvial y restos de terrazas de erosión. Próximo a la localidad de Alós d'Isil (1.270 m) el valle toma una orientación N-S y recibe nuevos aportes glaciares procedentes del Mont-roig y del E-SE de Marimanha. Las principales acumulaciones en la cabecera son los depósitos yuxtaglaciares que se sitúan en tres niveles sucesivos (entre 400 y 650 m sobre el fondo del valle). Algunos depósitos conservan la topografía plana de terraza y son un buen indicador del nivel alcanzado por los hielos. Los mejores ejemplos son las terrazas de Sumís (1.870 m; +635 m), Vinyals (1.950 m; +540 m) y Clavera (1.830 m; +340 m).

En la localidad de Esterri d'Àneu (955 m) la Pallaresa recibe los aportes glaciares de los valles de Unarre, Bonaigua y Espot. En la cabecera del valle de la Bonaigua se sitúa la segunda gran transfluencia glaciar (Port de la Bonaigua, 2.072 m) procedente del glaciar de la Garona. La confluencia de los tres valles explica la formación de la cubeta de sobreexcavación de Esterri d'Àneu, situada entre los 940 y 980 m, la más extensa y profunda de la vertiente surpirenaica (6,5 x 1,5 km; 400 m de profundidad). Estudios geofísicos identificaron tres unidades sedimentarias interpretadas como ritmitas glaciolacustres en la base, depósitos fluvio-deltaicos en el centro y en superficie depósitos de cono de deyección y aluviales y tres niveles de acuíferos (Bordonau, 1992; Turu et al., 2007).

Alrededor la cubeta de Esterri d'Àneu se encuentran las principales acumulaciones glaciares de la zona con depósitos yuxtaglaciares y complejos glaciares (Son, Espot y Unarre) con tres niveles altitudinales de depósitos (a 1.550, 1.400 y 1.300 m), dominados en altura por acumulaciones de bloques erráticos. El complejo glaciar de Son (J. Ventura, 2010), formado por la obturación de este valle lateral por el glaciar de la Pallaresa, incluye: (i) bloques erráticos en las divisorias (1.765 m; +817 m); (ii) tills procedentes del valle de Cabanes (Bonaigua) aportados al valle de Son por una transfluencia glaciar; (iii) la morrena lateral de Les Planes de Son (1.550 m; +600 m) obturando un paleolago relleno con depósitos glaciolacustres y fluvio-glaciares (espesor de 40 m de sedimentos); y (iv) las morrenas, próximas al núcleo de Son, de Beiero (1.395 m; +447 m) y Casterasso (1.320 m; +372 m). El complejo glaciar de

Esport (Ventura, 1983) se sitúa muy próximo a la confluencia con el glaciar principal e incluye: (i) bloques erráticos en las vertientes (1.550-1.650 m; + 400 m sobre el valle de Esport); (ii) la morrena lateral de Berrader (1.500 m; +255 m sobre el valle de Esport), la morrena lateral y el cono proglaciar de Els Estanyets procedente de una valle glaciar local obturado por la morrenas de Berrader; (iii) la morrena de Estáis (1.000-1.400 m; +465 m sobre el valle principal), los depósitos glaciolacustres del paleolago de Estáis y los derrubios estratificados (con inclusión de clastos glaciares) que fosilizan parcialmente al paleolago. En el complejo glaciar de Unarre (J Ventura, 2010) los distintos depósitos y geoformas de acumulación indican las relaciones (de obturación o confluencia) entre el glaciar principal entrando a contramano en el valle de Unarre y el glaciar local. Su descripción detallada se encuentra en el apartado nº 5.

Entre el umbral que cierra la cubeta de Esterri d'Àneu y la localidad de Llavorsí en la confluencia con el glaciar de Cardós-Vallferrera, el glaciar de la Pallaresa sitúa en Escaló una segunda cubeta de sobreexcavación de 3,8 km de longitud y penetra varios km en barrancos laterales depositando sedimentos al menos en dos fases glaciares distintas: (i) 2,8 km en el valle de Berrós con un kame deformado y fosilizado por coluviones periglaciares (1.325 m; + 385 m); (ii) en el valle de Escart se localizan bloques erráticos a 1.200 m (+340 m) a 2,2 km hacia su interior y depósitos de kame deformados a 1.020 m (+ 165 m) a 1,2 km (Ventura, 1982). Próximos a Llavorsí se encuentran las terrazas yuxtaglaciares de Aidí (a 1.000-1.020 m; + 185/165 m) y del barranco de Boès (1.170 m; + 365 m) construidos por coluviones periglaciares, incluyendo en este último depósito a bloques glaciares de granito (V. Turu et al., 2011).

Superado Llavorsí el glaciar de la Pallaresa recorre un tramo de garganta fluvial hasta llegar a su complejo terminal entre las localidades de Rialp y Sort (686 m). Sin morrenas frontales o laterales, la zona terminal incluye únicamente varios depósitos fluvioglaciares pertenecientes a dos ciclos glaciares diferentes. Los de la carretera de Escàs sobre Rialp (880 m; +170 m) con presencia de bloques de granito alterado y los de la terraza de Bressui (+30-40 m) son los más externos y antiguos. En una posición más interna, los de la terraza fluvioglaciar de la Bastida de Sort (712 m; +20 m) incluyen intercalaciones de till supraglaciar y coluviones de vertiente. El depósito de la Bastida de Sort se relaciona con la posición frontal más externa del glaciar de la Pallaresa durante el UMGL (glaciar de 63,8 km; frente a 697 m).

El **glaciar de Cardós** tiene en su cabecera a dos valles glaciares simétricos (12 km de recorrido cada uno) que se unen en la localidad de Tavascan (1.105 m). Al W, el río de Tavascan drena el conjunto de circos glaciares situados entre los macizos del Mont-roig y de Certascan. Al inicio del valle, en la zona de concentración de los hielos se excavó la cubeta de Cuanca (1.360 m). Al W, el río de Lladorre, en una disposición similar al anterior, recoge los hielos procedentes de los circos entre los macizos de Certascan y la Pica d'Estats y excava la cubeta de Boavi (1.460 m). En esta cabecera se encuentra la plataforma glaciar de Romedo, situada sobre la divisoria principal, la cubeta de sobreexcavación del Estany de Certascan (2.235 m), una de las más extensas del Pirineo (1270 x 775 m) y la conservación de extensos fragmentos de terraza de erosión situadas a 200-300 m del fondo de valle. Entre Tavascan y Llavorsí el glaciar de Cardós no recibió ningún otro aporte glaciar directo, llegando a un recorrido total de 29,6 km. Como sucede en otros colectores de la Pallaresa, no se conservan complejos terminales, siendo los depósitos glaciares más frecuentes los situados a media ladera del valle principal o en el interior de valles laterales. Acumulaciones glaciares y terrazas yuxtaglaciares se encuentran a distintas alturas sobre el valle, siempre dominadas en altura por la presencia de bloques erráticos. Los principales depósitos son los de: (i) Lleret y Boldís (1.650 m; +627 m) con tills subglaciares, de acreción en la base y de fusión a techo. Es la "secuencia bipartita" de Bru (1985) presente diversos afloramientos; (ii) Esterri de Cardós-Ginestarre (1.450 m; + 510 m) con tills fosilizados por depósitos fluvioglaciares y derrubios periglaciares a techo; y (iii) el glaciar de Cardós entró y obturó el valle afluente de Estaón depositando tills en el fondo del valle, en Surri (1.190 m, +300 m) y una terraza yuxtaglaciaria en Estaón (1.270 m; +340 m). Superada la confluencia del glaciar de Vallferrera con el glaciar de Cardós y a 3,8 km de Llavorsí, se encuentra el complejo

glaciar de Tírvia (850-950 m, +100 m). Los depósitos de Tírvia han sido estudiados por diferentes autores (Bru et al., 1983; Bru, 1985; Butzer and Franzle, 1959; Fontboté et al., 1957; Nussbaum, 1956; V Turu et al., 2011) y representan una de las localidades clave para la interpretación de la ocupación glaciar de la cuenca de la Pallaresa. El depósito está formado por dos unidades separadas que incluyen tills basales (del glaciar de Cardós) y sedimentos glaciofluviales y glaciolacustres generados por el desagüe proglaciar del glaciar de Cardós, obturado por el glaciar de la Pallaresa en fases posteriores al UMGL. Algunos niveles glaciolacustres se encuentran deformados, incluyendo deformación sedimentaria, glaciar y sísmica (Rodríguez-Pascua and Perucha, 2008).

El **glaciar de Vallferrera** emplaza su cabecera en el circo de Baiau y otros circos situados al N del macizo de Monteixo-Medacorba convergiendo en el Pla de Boet (1.860 m). Desde Baiau hasta el Pont de la Farga (1.453 m) el glaciar sigue durante 11 km una dirección E-W y es alimentado en ambos márgenes por aportaciones glaciares procedentes de 11 circos compuestos (Areste, Sotllo, Baborte, Aixeus, etc.), procedentes del macizo de la Pica d'Estats los orientados al S. El enlace entre los circos y el colector principal es a través de barrancos colgados 400 m sobre el fondo del valle. A partir del Pont de la Farga el valle se orienta N-S y pasada la localidad de Alins a W-SW hasta llegar a la confluencia con el glaciar de Cardós después de un recorrido de 26,7 km y de superar un tramo con morfología de garganta fluvial en los últimos 2 km. Los depósitos glaciares son escasos en la Vallferrera encontrándose tills y terrazas yuxtaglaciares localizadas a media altura en el interior de barrancos laterales como en Costuix (1.710 m; +485 m) y Ose (1.545 m; +405 m). En Vallferrera los depósitos glaciares situados a mayor altura se encuentran unos 100 m más bajos que sus homónimos en Cardós o Pallaresa. Antes de la localidad de Alins (1.050 m) el glaciar penetraba unos 2 km hacia el interior del valle lateral de Tor, donde a 1.200 m (+ 120 m) se conservan depósitos de till de acreción cubiertos por sedimentos lacustres y fluvioglaciares. En la zona terminal del glaciar, a 3,5 km de la confluencia con el glaciar de Cardós, se sitúan los últimos depósitos glaciares con acumulaciones de bloques erráticos (1.100-1.200 m; +272 m) en las laderas y tills en el fondo del valle (a 928 m).

La cabecera del **glaciar de la Valira** se sitúa en el circo compuesto de Pessons. El valle a lo largo de los primeros 25 km recibe diversas aportaciones glaciares de valles afluentes (Incles, Ransol, Riu, etc.), tiene un recorrido cambiante en dirección (S-N, E-W y finalmente N-S después de la confluencia con el **glaciar de la Valira del Nord**) y en morfología, con sectores altos abiertos y tramos medios encajados (valle en V) al atravesar rocas más resistentes. En la confluencia con el valle de Cortals se excava la cubeta de Encamp (1.250 m) y superado un nuevo tramo encajado, se sitúa la cubeta de sobreexcavación de Andorra la Vella (1.000 m; 3,6 km x 0,6 km; >90 m de profundidad; (Miquel et al., 2011; Turu, 1999), justo en la confluencia con los valles glaciares de la Valira del Nord y del Madriu. En este sector el valle presenta un marcado perfil transversal en U. La morfología glaciar de los valles se muestra también en los tramos medios de los valles del Madriu, de Ordino y de Arinsal. Al S de Andorra la Vella, el tramo inferior del glaciar de la Valira (últimos 20 km) discurre por una garganta fluvial encajada sobre los restos de fondo de valle glaciar colgado (+240 m) construido en la penúltima glaciación (Riss) o en glaciaciones aún más antiguas.

Los principales depósitos glaciares en Andorra se ubican en los tramos medios y bajos de los valles. Cuatro son las localizaciones clave: (i) las 4 morrenas laterales en Engolasters, sobre la localidad de Encamp (entre 1.500 y 1.750 m) junto a depósitos glaciolacustres y fluvioglaciares, indican una potencia máxima del glaciar de 500 m; (ii) las morrenas laterales de la Comella, (1.200-1.268 m; +240 m) sobre la cubeta de Andorra la Vella, construidas por el glaciar principal en fases más recientes (UMGG); (iii) el complejo glaciar de La Massana (Turu, 2018; Turu et al., 2017; Turu and Bordonau, 1997; Vilaplana, 1985; Vilaplana and Serrat, 1979) construido con posterioridad al UMGL por la obturación del valle de la Valira del Nord por parte del glaciar principal de la Valira. Su registro sedimentario incluye a tills y a depósitos glaciolacustres y fluvioglaciares; y; (iv) los restos de morrenas situadas en el fondo del valle y

zonas bajas de las vertientes en el tramo final del glaciar. Incluyen a diversas morrenas que históricamente se consideraron como el frente del glaciar de la Valira (Andorra la Vella, Santa Coloma, Pont de la Margineda; Llobet, 1947; Panzer, 1926), y los complejos terminales de la penúltima glaciación en Sant Julià de Lòria, del UMGL (Prat, 1980; Turu, 1994) en Pont Trencat (780 m) con un glaciar de 43 km de recorrido y el de Calvinyà (V Turu and Peña, 2006a, 2006b), el más externo, bien conservado y antiguo del valle (Pleistoceno inferior o medio).

Situados en macizos en el interior de las 6 grandes cuencas glaciares o en una posición más externa en los macizos meridionales (<2.500 m) se encuentran varios glaciares de circo y de valle que no llegaron a confluir con los glaciares principales. En conjunto presentan longitudes entre <1 y 9 km de longitud y en función de su orientación y extensión de las cabeceras situaron sus frentes entre los 1.300 y 2.000 m (aunque la mayoría de ellos se encuentra a 1.500-1.700 m). Los glaciares más extensos están en la Pallaresa: (i) el de Manyanet (9,5 km), es el más extenso con un gran volumen de morrenas en la cabecera y su frente situado a 1.050 m; (ii) el de Berasti (7,4 km) situado en el valle de Àssua ; (iii) el de Estaon (5,6 km), afluente del valle de Cardós; (iv) los de Bords y Finestres (7,1 y 4,0 km respectivamente), ubicados en el valle de Tor (Vall Ferrera), conservan un registro sedimentario con morrenas a 1.500 m y una sucesión de depósitos incluyendo morrenas de circo y glaciares rocosos; (v) y el de la Coma de Burg (3,8 km), sobre la localidad de Tírvia conserva la secuencia de depósitos glaciares más interesante del grupo. Entre 1.400 y 2.180 m se suceden hasta 9 grupos morrénicos. En una posición intermedia, una de las morrenas obtura al Estany de la Coma de Burg, cuya base sedimentaria ha sido datada en 17 ka (Vizcaino et al., 2011). En los macizos meridionales los focos glaciares fueron menores y salvo alguna pequeña lengua glaciar se limitaron a glaciares de circo; 8 circos en la Serra d'Altars y 5 en el macizo del Orri, donde la confluencia de dos de ellos generó una lengua glaciar de 4,3 km con su frente a 1.800 m. En la Valira (Andorra) el número de pequeños glaciares es más reducido: (i) La zona de Setúria, al E y S del macizo de Salòria (valle del Riu d'Os) contiene 17 circos glaciares y varias lenguas, la más extensa de 4 km con su frente a 1.500 m; (ii) 1 circo en el valle de Civís; y (iii) 3 circos excavados en la superficie de erosión de Calm de Claror – Pic Negre.

En numerosos altos valles y circos de los macizos más elevados se encuentra un heterogéneo stock de depósitos glaciares y periglaciares que incluyen a tills de ablación, morrenas laterales y frontales, tills open-work, morrenas de glaciares cubiertos y glaciares rocosos. Los glaciares rocosos ocupan una franja altitudinal comprendida entre 1.550 y 2.750 m, lo que indica su formación en diversas fases dentro de la deglaciación. Algunos son polimórficos y los más extensos alcanzan 1,2 km de longitud.

4. LA CRONOLOGÍA DE LAS FORMAS GLACIARES

La penúltima propuesta de cronología glaciar para el Pirineo central catalán (incluye a las cuencas de la Pallaresa y la Valira) es de mediados de los años 80 del siglo pasado (Bru et al., 1985), y fue realizada a partir de los diversos estudios regionales que se llevaron a cabo siguiendo el esquema desarrollado posteriormente por Bordonau et al. (1992). Se trata de una cronología relativa, centrada especialmente en el último ciclo glaciar, incluyendo a: (i) ciclos glaciares antiguos; (ii) Último ciclo glaciar con fases de pre-máximo, máximo glaciar y una deglaciación con las fases de estabilización, glaciares de valle y fases de altitud (de valle y de circo); (iii) Tardiglaciar con fase de glaciares rocosos; y (iv) Postglaciar histórico (PEH). Posteriormente se incluyeron referencias de edad absoluta en relación a las pocas dataciones radiocarbónicas disponibles en otros valles pirenaicos (Bordonau, 1992), situando entre 10 y 80 ka el último ciclo glaciar con un máximo entre 45 y 50 ka, diacrónico con el UMGG (18-20 ka).

Existe actualmente un gran contraste en la documentación existente sobre la cronología del glacialismo entre ambas cuencas. La Pallaresa cuenta con la anterior cronología relativa y dos

únicas dataciones. Los escasos estudios posteriores han seguido utilizando esta cronología como referencia (V. Turu et al., 2011; J Ventura, 2010; Vizcaino et al., 2011). Contrariamente, la Valira dispone de una robusta cronología glaciaria (Turu et al., 2018, 2017) en relación con los estadios isotópicos MIS y sustentada por numerosas dataciones numéricas.

La secuencia de eventos glaciares en la cuenca de la Valira es la siguiente:

- a) Glaciaciones antiguas. En el sector final del valle, depósitos glaciares y terrazas fluviales y fluvioglaciares por su posición topográfica, relación morrena-terracea y estado de alteración son adscritos a glaciaciones anteriores a la última. Los más antiguos y externos son las morrenas de Calvinyà (833 m; + 80 m), cerca de la Seu d'Urgell, relacionadas con las terrazas T1 y T3 del Valira-Segre y de edad aproximada Pleistoceno inferior o medio (V Turu and Peña, 2006a), indicando un glaciar de 46,5 km. Con la penúltima glaciación se relacionan los depósitos de morrena y terraza fluvioglaciaria de Sant Julià de Lòria, colgados sobre el fondo del valle (+80 m) y La Margineda (+65 m).
- b) Último máximo glaciar. Se identifica con el UMGL la datación por ^{21}Ne del pulido glaciar en el Roc del Quer (1.750 m) sobre la localidad de Canillo, de 59 ka, situándose en el MIS 4 y, por tanto, anterior al UMGG. Los glaciares de la Valira d'Orient y la Valira del Nord confluyen. En este momento el glaciar de la Valira d'Orient tiene un grosor de 600 m y es capaz de desbordar por el Collado de Ordino (1.980 m) hacia el valle de la Valira del Nord (Planas et al., 2011). En este valle, con una cabecera glaciar menor el grosor del hielo es de unos 300 m (depósitos glaciolacustres de Redort, 1.540; + 290 m) y en una fase posterior de 200 m (depósitos glaciolacustres de Segudet, 1.440 m; +190 m). El frente glaciar de la Valira se situaría en Pont Trençat (775 m) a 4 km al S de la frontera hispano-andorrana, donde se localiza una terraza fluvioglaciaria en posición proximal (recorrido de 43 km) y de edad anterior a 32,7 ka (Turu et al., 2017).
- c) Fluctuaciones glaciares durante el MIS-3, MIS-2 y UMGG. Entre el UMGL y el UMGG se produjeron importantes avances y retrocesos (en ciclos de 3-5 ka) en los glaciares. Estos retrocesos se detectan por la presencia de depósitos de vertiente que llegan, cubriendo a tills, hasta el fondo del valle. En la localidad de Canillo (1.520 m), la base de un importante movimiento en masa se ha datado por radiocarbono en 39,6-35,2 ka, indicando retrocesos en el glaciar principal de más de 25 km respecto a los frentes UMGL (Turu et al., 2017). A finales del MIS-3 se produce la desconexión de los dos glaciares del Valira formándose un paleolago en la localidad de La Massana (Turu, 2018). Aquí la sedimentación del paleolago se inicia por obturación yuxtaglaciaria durante el avance del glaciar del Valira d' Orient (colector principal), anterior a los 32,7 ka cal BP (**Jalut & Turu, 2008**). Los sedimentos del paleolago de La Massana muestran que los frentes glaciares locales (glaciar de Ordino y de Arinsal) eran inestables y fluctuantes, interdigitándose diamictos con ritmitas glaciolacustres hasta el UMGG (19,8-20,3 ka cal BP, Turu et al., 2017). La obturación de La Massana deja de ser efectiva a los 16,5-17,0 ka cal BP (Turu, 2018). El frente glaciar al final del MIS-3 se sitúa próximo a la localidad de Sant Julià de Lòria (a 8,7 km al N del frente UMGL) donde se han datado depósitos proglaciares con edades OSL de 32,7 ka (Jalut and Turu, 2008). Las fluctuaciones glaciares durante el MIS-2 fueron de menor magnitud que las ocurridas en el MIS-4 y MIS-3. En el máximo del UMGG los glaciares de Arinsal y Ordino confluyeron de nuevo entre sí y con el glaciar principal (con más avances y retrocesos en los glaciares locales), calculando para este un grosor de 300 m en la cubeta de Andorra la Vella. Del UMGG son también las dos morrenas laterales de Engolasters en el glaciar principal, datadas por radiocarbono en 18,9-18,6 ka las más elevada y por cosmogénicos (^{10}Be) en 18,0 ka (Turu et al., 2017). El frente del glaciar UMGG se sitúa a la salida de la cubeta de Andorra la Vella, en aquellas morrenas que en la primera mitad del siglo XX fueron consideradas como los frentes glaciares más externos. La mejor conservada es la de Santa Coloma. El frente glaciar UMMG se sitúa a 10,2 km al N del complejo terminal UMGL.

- d) La deglaciación. Esta etapa está menos documentada en Andorra que las anteriores. Al inicio del retroceso final, el glaciar de Ordino abandona la cubeta de La Massana y estabiliza su frente durante el Oldest Dryas al S de Sornàs (1.300 m) hacia los 17-16 ka con un recorrido de 13,7 km (V Turu et al., 2011). Durante los interestadiales el glaciar retrocede hasta Arans (recorrido de 11,1 km) donde se estabiliza durante el Older Dryas (V Turu et al., 2011). En el valle principal (Valira d'Orient) una morrena frontal en la localidad de Canillo (1.500 m) ha sido datada en 13,3-12,9 ka, perteneciente a un glaciar de valle de 16,5 km (Turu and Planas, 2005). En el Younger Dryas e inicio del Holoceno (Miras et al., 2007) los glaciares quedan reducidos al interior de los circos más elevados y orientados al N, quedando definitivamente libres de hielo a los 9,8 ka (V. Turu et al., 2011).

La ausencia en los últimos 30 años de una actualización de la cronología glaciar en la cuenca de la Noguera Pallaresa nos ha llevado a plantear su revisión, intentando la correlación de sus depósitos glaciares con los estadios isotópicos marinos (MIS). La nueva cronología glaciar que se presenta está sustentada en los siguientes puntos: (i) la interconexión entre las cuencas glaciares de la Garona y de la Pallaresa; (ii) la información y las dataciones del registro sedimentario del paleolago de Barbazan, en la zona terminal del glaciar de la Garona; (iii) la revisión de la información del complejo glaciar de Tírvia; (iv) la comparativa con la cuenca limítrofe de la Valira (Andorra); (v) la inclusión en la nueva cronología de las escasas dataciones absolutas existentes en la cuenca; y (vii) la incorporación de las fases glaciares de la deglaciación.

La clave para interpretar la evolución del glaciar de la Pallaresa está en la conexión que tiene con la cuenca atlántica del Garona. Las dos grandes transfluencias glaciares entre los dos valles es decisiva para explicar la extensión alcanzada por el glaciar de la Pallaresa (>60 km) y donde los avances y retrocesos protagonizados por el glaciar del Garona tienen su expresión en la Pallaresa. Cuando el frente del glaciar de la Garona abandonó su posición UMGL se generó un lago proglaciar llamado paleolago de la Garona (Hubschman and Jalut, 1989), con una extensión cercana a los 12 km de longitud. En este sentido el registro sedimentario de Barbazan (Andrieu-Ponel et al., 1988; Andrieu, 1991) se convierte en una herramienta de correlación cronológica fundamental. Para ello nos basaremos en las edades calibradas efectuadas por Stange et al. (2014). Otra información clave es la detección del importante retroceso glaciar del MIS-3 en Andorra (Turu et al., 2017) y que interpretamos identificar en el complejo de Tírvia. Este retroceso glaciar generalizado durante el MIS 3 se ha detectado también en el Pirineo central (García Ruiz et al., 2003, 2001; González-Sampérez et al., 2006). Ambas localidades (Garona y Valira) permiten la reasignación temporal, en un antes y un después del mencionado retroceso, de los registros sedimentarios glaciares de la Pallaresa, ordenados hasta la fecha únicamente por criterios topográficos, geomorfológicos y sedimentológicos.

La secuencia de eventos glaciares en la cuenca de la Noguera Pallaresa es la siguiente:

- a) Glaciaciones antiguas. Son muy escasos los depósitos glaciares anteriores al último ciclo glaciar. El depósito fluvioglaciar de Bressui (al S de Sort), cuyo techo se sitúa a +30-40 m (Peña Monné et al., 2011) ha sido datado con OSL obteniendo una edad de 162 ka cal BP (Turu et al., n.d. in prep.) , correlacionándose con el MIS 6 o anterior y situando el frente glaciar en la localidad de Sort (glaciar de 66 km de longitud). Otros depósitos antiguos relacionados con la terraza de Bressui son los fluvioglaciares alterados de la carretera de Escàs, (a 880 m; +170 m sobre Rialp). Un grupo de depósitos formado por bloques erráticos, clastos glaciares incluidos en depósitos periglaciares y algún till que, por su posición dominando en +150-200 m de altura a geoformas glaciares posteriores o por su estado de alteración, indican la existencia de una fase glaciar anterior al UMGL. Como localidad clave situamos al valle de Son donde los bloques erráticos se localizan hasta los 1.765 (+817 sobre la cubeta de Esterrí d'Àneu) y un till, el de Cabanyeres-Estaró (1.760-

2.010 m) se sitúa sobre un antiguo collado de transfluencia glaciar entre los valles de Cabanes y de Son (J. Ventura, 2010).

- b) Último máximo glaciar. El glaciar de la Noguera Pallaresa configura en el UMGL (F1) una cuenca extensa con espesores de + 600 m sobre la cubeta de Esterrí d'Àneu). En Llavorsí el glaciar de Cardós-Vallferrera confluye con el glaciar principal (V Turu et al., 2011), manteniendo este un considerable espesor (+365 m). El frente del glaciar estaría próximo a la Bastida de Sort, con un recorrido total de 63 km. La funcionalidad de los collados de transfluencia como difluencia glaciar entre la Garona y la Pallaresa contribuiría a un máximo avance del glaciar de la Noguera Pallaresa, y en la Garona el lago de Barbazan todavía no estaría libre de hielo. Así esta fase sería anterior a los 36 ka cal BP (edad más antigua de Barbazan, Stange et al., 2014), y la situaremos en el MIS 4 o anterior por correlación con Andorra (Turu et al., 2017). Algunas localidades clave que identifican al UMGL son: (i) las morrenas superiores (a cota 1.500 m) de los complejos glaciares de Les Planes de Son (J. Ventura, 2010) y de Espot (Ventura, 1983); (ii) las terrazas yuxtaglaciares más elevadas en los valles colectores como las de Sumís (1.870 m, + 635 m) en la Pallaresa, Lleret y Boldís (1.650 m, + 625 m) en el valle de Cardós (iii) los tills subglaciares en la base del complejo glaciolacustre de Tírvia (Bru et al., 1983) y los de Aurós (1.200-1.420 m) en Unarre (J. Ventura, 2010); (iv) la terraza yuxtaglaciaria de Boès (1.170 m; +365 m) sobre Llavorsí (V Turu et al., 2011); y (v) el depósito fluvio-glaciario de La Bastida de Sort (Furdada, 1988), situado a +20 m, vinculado con la zona terminal del glaciar.
- c) Fluctuaciones glaciares en el MIS-3 e inicio del MIS-2. El glaciar del Garona experimenta un retroceso y se forma un primer lago proglaciario por obturación morrénica en la zona terminal de ese valle (Andrieu-Ponel et al., 1988). En Barbazan la sedimentación lacustre progresa entre diamictos. Este episodio data de 35,8 ka cal BP (Stange et al., 2014). En el glaciar de la Pallaresa este retroceso se detecta en el valle de Unarre, donde su glaciar se desconecta del glaciar principal y retrocede por encima de los 1.500 m, sedimentando un depósito fluvio-glaciario que fosiliza el till subglaciario de la fase anterior. Con el primer reavance glaciar posterior (F2) los valles de Cardós y Vallferrera quedan obturados al situarse el frente glaciar de la Pallaresa de nuevo al S de Llavorsí, cerca de la confluencia del río Santa Magdalena (57 km). El glaciar principal desborda hacia la Noguera de Cardós, obtura el valle y se produce la sedimentación de ritmitas glaciolacustres en el complejo de Tírvia (Fontboté et al., 1957). Más tarde, el glaciar de Cardós avanza y deforma por glaciotectónica (Bru et al., 1983) los sedimentos glaciolacustres en el mismo episodio. Al N el frente glaciar de la Garona avanza sobre el lago de Barbazan y sedimenta diamictos en el fondo del mismo (Andrieu-Ponel et al., 1988) entre laminitas glaciolacustres. Este episodio sucede entre 33,9 y 35,7 ka cal BP (Stange et al., 2014). Otras localidades clave de esta fase de avance son: (i) las morrenas fronto-laterales de Cerbi (1.365-1.515 m) y el posterior rellano proglaciario (1.405 m) en Unarre; y (ii) las morrenas a 1.400 m de los complejos glaciares de Son y de Espot. El glaciar de la Valira experimenta, como ya se ha indicado, un gran retroceso a los 34,2-35,2 ka cal BP (Turu et al., 2017) con el desencadenamiento del movimiento de masa de Canillo (Planas et al., 2011) poco después. El glaciar del Garona debió experimentar algo parecido durante esta fase, ya que hay vestigios que lo permiten deducir (Bordonau, 1985). Pero a diferencia de los glaciares del Pirineo occidental el glaciar de la Garona volvió a avanzar hasta posiciones cercanas al UMGL (Stange et al., 2014) posiblemente ya al final del MIS 3, como sucedió en Andorra (Jalut and Turu, 2008). Este nuevo avance del glaciar del Garona obturó el valle de Sost antes de que alcanzara posiciones similares al UMGL (Hérail and Jalut, 1986; Hubschman and Jalut, 1989). Las evidencias en la Pallaresa de este importante retroceso glaciar en el MIS 3 hay que buscarlas en el complejo glaciar de Tírvia, con posterioridad a la deformación glaciotectónica de los sedimentos glaciolacustres. Por encima, los depósitos deformados presentan un nivel de alteración (Butzer and Franzle, 1959) indicando que el glaciar retrocedió el tiempo suficiente como para permitir la formación de un suelo de alteración. De este segundo retroceso quedan en el valle principal retazos de depósitos

fluvioglaciares (a +30, + 40 m) en la vertiente izquierda del desfiladero al S de Llavorsí. El retroceso glaciario de la Noguera Pallaresa habría de situar su frente muy al N de Llavorsí, ya que se produce la alteración de los depósitos glaciolacustres deformados de Tírvia en no existir más obturación. Más tarde una última fase de avance glaciario (F3) vuelve a obturar el desagüe del valle de Cardós por parte del glaciar de la Pallaresa (frente al S de Llavorsí, con 52 km de recorrido) y culmina con la sedimentación, por parte del glaciar de Cardós, de un segundo cuerpo glaciolacustre en Tírvia, más reducido y no deformado, situado por encima del paleosuelo.

La paleogeografía del glaciar de la Noguera Pallaresa en esta última fase de progresión (F3) que incluye estabilizaciones y retrocesos, indica una potencia menor que las anteriores, tanto en la zona de Esterrí d'Àneu (morrenas a 1.300 m, con un espesor glaciario de 350 m) como en el tramo inferior (depósitos periglaciares en Aidí, a 1.000 m, con un espesor de 185 m). La funcionalidad de los collados de transfluencia implica que el glaciar del Garona todavía era un extenso glaciar de valle, con un frente que alimentaba al paleolago de la Garona (Hubschman and Jalut, 1989). En esta situación Barbazan registra dos nuevos diamictos entre laminas que se interpreta como un nuevo avance glaciario anterior a los 30,2 ka cal BP (Stange et al., 2014). Otra localidad clave vinculada con este último gran avance glaciario es el complejo glaciario de Unarre (ver apartado 5) donde se identifican dos pulsaciones correlacionables con los diamictos de Barbazan anteriores a los 30,2 ka cal BP. Una construye el cono proglaciario de Aurós (1.310 m; +360 m) desde el glaciar local desconectado del glaciar principal, y las brechas periglaciares (1.315 m) situadas en los laterales del valle que fosilizan a tills subglaciares anteriores (de la F1). En posición inferior se encuentran las terrazas flúvioglaciares de Unarre (1.275 m, + 325 m), depositados sobre los mismos tills subglaciares y que se correlaciona con las ritmitas carbonatadas de Barbazan de 27,8 ka cal BP (Stange et al., 2014) también depositadas sobre diamictos.

- d) La deglaciación: UMGG y la Terminación 1. En la Pallaresa desde la posición de las localidades de Aidí y Tírvia en la F3, hay que retroceder entre 15 y 20 km hacia las cabeceras para encontrar depósitos que identifiquen fases glaciares posteriores (dentro de un contexto de deglaciación). El paleolago de la Garona reduce la altura de su lámina de agua y el depósito de Barbazan solo es alimentado por la escorrentía local (Andrieu-Ponel et al., 1988). Esta etapa se correlaciona con la sedimentación de lodos carbonatados posteriores a los 19, ka cal BP (Stange et al., 2014). Posiblemente el glaciar del Garona se encontrada ya en el interior del valle de Aran y lejos de Barbazan. Justamente en Vielha (a 38 km del complejo terminal) se encuentra una estabilización del frente glaciario posiblemente acontecido durante el Oldest Dryas, y deposita morrenas 1,6 km hacia el interior del Plan de Beret en la cuenca de la Pallaresa (Fernandes et al., 2017). El retroceso glaciario provoca la fragmentación glaciario con lenguas individualizadas en los altos valles, donde su evolución (longitud, grosor y número de pulsaciones) está influenciada por factores locales (orientación, altura y extensión de la zona de alimentación).

En la Pallaresa 3 grupos de depósitos se individualizan dentro de la deglaciación: (i) terrazas flúvioglaciares a 1.400 m en las cabeceras de Vallferrera y de Tavascan (Bru, 1985) indican la proximidad del frente glaciario con lenguas de 11 km y 7 km respectivamente. Esta fase se situaría en el Oldest Dryas y se correlaciona con la identificada en otros valles pirenaicos; Caldarés-Panticosa (12km; Palacios et al., 2015) o Ribagorçana (7,6 km; Pallàs et al., 2006). La morrena que obtura el Estany de la Coma de Burg (1.821 m), datada en 17 ka cal BP, pertenece a este grupo; (ii) morrenas en los altos valles a 1.500-2.000 m procedentes de glaciares de valle de 5-6 km de longitud, se situarían al final del Oldest Dryas, incluyendo también la formación de los primeros glaciares rocosos (Ventura, 2020); (iii) complejos morrénicos frontales construidos por glaciares de circo y pequeñas lenguas (1,5 – 2,5 km) se sitúan entre 2.100 y 2.500 m en orientaciones N, coexisten con glaciares cubiertos y glaciares rocosos (Ventura, 2020, 2017) , ubicándose temporalmente entre el Younger Dryas y el inicio del Holoceno.

- e) Holoceno y PEH. Un grupo de morrenas individualizadas de las anteriores se sitúan a 2.540-2.650 m, muy próximas a las paredes de circo (Ventura, 2020, 2017), al N de las cumbres en los macizos más elevados (>2800 m). Estas geoformas se ubicarían en el Holoceno medio o tardío, como las descritas por Gellatly et al. (1992) y García Ruiz et al., (2014) en el Pirineo central. Un último grupo de depósitos que incluye a las morrenas subactuales del macizo de la Pica d'Estats (frente a 2680 m) y a pequeños glaciares rocosos de apariencia activa con frentes a 2.550-2.750 m, se sitúa en la PEH (Ventura, 2017, 2016).

5. EL COMPLEJO GLACIAR DE UNARRE

El complejo glaciar de Unarre está situado en el valle del mismo nombre que drena el sector meridional del macizo del Mont-roig, confluyendo con la Noguera Pallaresa en la Cubeta de Esterrí d'Àneu. Aunque aparece citado por autores que trabajaron en la zona desde los años 30 del siglo pasado, solo existe una breve descripción de las unidades que lo forman (J. Ventura, 2010). Nussbaum (1934) localiza “morrenas finales del último periodo glaciar” en las cercanías de Cerbi (Unarre) y García Sainz (1935) cita de nuevo a la morrena fronto-lateral de Cerbi (a 1.440 m) y la asocia a un frente de un glaciar local procedente del macizo del Mont-roig. Más tarde, Zandvliet (1960) enmarca la paleogeografía glaciar, válida en la actualidad, detallando la relación entre el glaciar principal (Pallaresa) y el glaciar afluyente (Unarre). Los depósitos de Unarre se sitúan en el centro del valle, ocupando su fondo entre los 1.100 y los 1.600 m (2,8 km² de superficie). El curso del río de Unarre y los torrentes afluentes se encajan sobre el depósito (entre 25 y 60 m), formando taludes que facilitan la presencia de numerosos afloramientos. El valle queda colgado 100 m sobre la cubeta de Esterrí d'Àneu, enlazando con esta mediante una garganta subglacial y el enorme cono de deyección de Escalarre (longitud 1,2 km) construido a expensas de la erosión sobre los sedimentos glaciares de Unarre. El complejo glaciar de Unarre presenta algunas características que lo hacen original como son la gran variedad de formas y depósitos observables y la correlación de estos con distintas fases glaciares de avance y retroceso (dentro del último ciclo glaciar) apreciándose la relación entre el glaciar principal de la Pallaresa entrando a contramano en el valle (4,1 km), obturándolo o conectando con el glaciar local de Unarre. De más antiguas a más recientes se identifican las siguientes 8 unidades: (i) **Depósitos glaciares de Gavàs-Aurós (Mo-1)**: Son los depósitos glaciares más antiguos situándose en la base de los afloramientos entre 1.200 y 1.400 m. Se trata de tills subglaciares formados por un diamictón con gran abundancia de arcillas azuladas (> 50%) que incluyen clastos glaciares, entre los que se encuentran granitos (litología ausente en Unarre), indicando una sedimentación procedente del glaciar de la Pallaresa. En la zona grupos de bloques graníticos llegan hasta los 1.420 m en el interior del valle; (ii) **Morrena superior de Cerbi (Mo-2)**: Acumulación de bloques y cantos de una antigua morrena degradada situada por encima del núcleo de Cerbi, entre 1.465 y 1.590 m. Los clastos son de litología local (pizarras y cuarcitas) procedentes del glaciar de Unarre; (iii) **Morrenas fronto-laterales de Cerbi (Mo-3)**: 2 morrenas laterales bien conservadas se encuentran a la salida del valle superior de Unarre, topográficamente por debajo de la morrena Mo-2. Las morrenas se desarrollan entre 1.365 y 1.515 m, con longitudes de 400-500 m y alturas de 15-30 m. En superficie se trata de un depósito de till supraglaciar del glaciar de Unarre que incluye únicamente clastos de litología local, algunos con muestras de estrías y facetas glaciares; (iv) **Depósitos de obturación (Do-1)**: Las morrenas de Cerbi (Mo-2 y Mo-3) obturaron en varias fases el barranco lateral de Corriols y generaron un extenso depósito yuxtaglaciario. En superficie, el fondo de valle se presenta plano a lo largo de 1,25 km; (v) **Rellano proglaciar de Cerbi (FIGI-2)**: El desagüe del glaciar de Unarre retirándose hacia su cabecera construyó, entre las morrenas (Mo-3) una llanura proglaciar formada por depósitos fluvioglaciares y de till, con un techo a 1.405 m, en relación a un nivel base provocado por la proximidad del glaciar principal obturando la parte baja del valle; (vi) **Conos de deyección**

proglaciar de Aurós (FIGI-1 y FIGI-3): En el centro del valle, un paquete de sedimentos (25 m de potencia observable) formado por cantos, gravas y arenas de origen fluvio-glaciar se sitúa en contacto erosivo sobre el till subglaciar Mo-1 diferenciándose 2 unidades. La inferior (FIGI-1) presenta estructuras de “canal” con niveles, entre ellos, de arenas, finos y costras ferruginosas marcando el límite basal de los canales. La unidad superior (FIGI-3) presenta también estructuras de “canal” pero de menor dimensión, observándose estructuras de deformación (laminación convolucionada y colapsos tipo “*kettle*”). La litología en las 2 unidades es local sin presencia de granitos (que si aparecen en el till subyacente) y por tanto su origen está relacionado con el entorno proglaciar del glaciar local de Unarre. En el sector más distal del depósito (techo a 1.310 m) la topografía actual coincide con la topografía del antiguo cono de deyección proglaciar que construye la unidad superior; (vii) **Terrazas fluvio-glaciares (FIGI-4 y FIGI-5):** En la vertiente derecha del valle entre Unarre y Aurós se encuentran varios restos de terraza fluvio-glaciar (individualizados por escarpes), depositados sobre los tills subglaciares (Mo-1). El depósito está formado por sedimentos fluvio-glaciares con estructuras de “canal”. El nivel de terraza, se sitúa a 1.275 m (+ 60 m) y 35 m por debajo de la cota del cono proglaciar de Aurós. A 1,4 km al S de la localidad de Unarre, entre 1.100 y 1.125 m (+45 m) se encuentra un último depósito fluvio-glaciar (FIGI-5) con depósitos de vertiente intercalados; y (viii) **Depósitos de vertiente periglaciares (Peri-3):** En la vertiente derecha del valle paquetes de derrubios fosilizan a los depósitos glaciares. El techo se sitúa a 1.300 m (la misma cota que la del cono proglaciar de Aurós). Se trata de brechas periglaciares masivas y compactas (potencia de 10 m) que incluyen en su interior a clastos glaciares de pizarras, cuarcitas y granitos. El nivel superior presenta una fuerte compactación con costras ferruginosas en superficie, modelando la erosión “*dames coiffées*” en su parte superior.

Cronológicamente los depósitos de Unarre, a falta de dataciones absolutas, se vinculan con las siguientes fases glaciares (ver apartados 4 y 6): (i) el till subglaciar (Mo-1), la morrena superior de Cerbi (Mo-2) y los depósitos de obturación (Do-1) con el UMGL o F1; (ii) el depósito fluvio-glaciar inferior de Aurós (FIGI-1) con el fuerte retroceso glaciar posterior a F1; (iii) las morrenas fronto-laterales de Cerbi (Mo-3) y el rellano proglaciar de Cerbi (FIGI-2) con el nuevo avance de la F2 ; (iv) el depósito fluvio-glaciar superior (FIGI-3) o cono proglaciar de Aurós, las terrazas fluvio-glaciares (FIGI-4 y 5) y los derrubios periglaciares (Peri-3) con varios episodios de avances y retrocesos dentro de la F3. La cota 1.300 m se sigue en numerosos depósitos y morrenas situados en las laderas sobre la próxima cubeta de Esterri d'Àneu (F3).

6. EL SIGNIFICADO DE LAS FORMAS GLACIARES DEL ALTO VALLE DE LA NOGUERA PALLARESA EN EL CONTEXTO DE LA EVOLUCIÓN CLIMÁTICA DE LA PENINSULA IBÉRICA

La cuenca glaciar de alto Noguera Pallaresa se sitúa en el Pirineo Centro-oriental en el límite con el Pirineo Oriental, por lo que se convierte en una excelente zona para estudiar el comportamiento diferencial del UMGL y el UMGG, entre los glaciares del Pirineo Central más occidental (UMGL más extenso y anterior al UMGG con una huella espacial más reducida) y los del Pirineo Oriental (proximidad espacial entre los complejos glaciares frontales del UMGL y del UMGG). El UMGL (F1) es anterior y más extenso, 63 km de longitud, 600 m de espesor en Esterri d'Àneu y 365 m en Llavorsí; y funcionando la confluencia de los glaciares Pallaresa y Cardós-Vallferrera. Durante el MIS 4 el glaciar de la Valira (Andorra) se encuentra en su máxima extensión glaciar (V. Turu et al., 2011), al igual que el Garona (Stange et al., 2014) y por tanto el de la Noguera Pallaresa. Una incipiente deglaciación posterior al UMGL termina en un importante retroceso glaciar en el MIS 3, quizá menor que durante el UMGG. Durante el MIS 3 se puede continuar dibujando el mismo patrón glaciar en el extremo oriental del Pirineo central en la Noguera Pallaresa y el glaciar de la Garona, así como en al extremo NW de

Andorra en donde se encuentra el paleolago de La Massana. La última gran fase glacial (F3) es del inicio del MIS 2 y sitúa el frente glacial tan solo a unos 10 km del anterior, con 52 km de longitud, 350 m de espesor en Esterrí d'Àneu y 185 m en Llavorsí y obturando el glaciar de la Pallaresa el desagüe proglacial de los glaciares de Cardós-Vallferrera con sus frentes situados más hacia el interior. El UMGG se caracteriza aquí por una fragmentación del glaciar de la Pallaresa en múltiples aparatos glaciares, siguiendo el patrón de los aparatos glaciares situados más al oeste, y es aquí donde la diferencia existe con el glaciar del Valira y los aparatos glaciares del Pirineo Oriental en general.

El glaciario de la Noguera Pallaresa permite continuar las características glaciares del Pirineo Occidental (García Ruiz et al., 2013; González-Sampériz et al., 2006; Guerrero et al., 2018; Peña et al., 2011) hacia el vecino valle del Valira más al Este, con diferencias. Este valle funciona como un gozne entre el Pirineo Oriental y el Central. Durante la deglaciación el gradiente W-E observado en Andorra (Turu et al., 2018) progresa hacia la Noguera Pallaresa de forma dramática, incrementándose la fragmentación de los aparatos glaciares. Se plantea aquí como hipótesis paleoclimática que la Noguera Pallaresa estaba bajo la influencia de tres dominios climáticos; (i) la influencia continental del valle del Ebro que redujo la extensión de los glaciares del Pirineo Occidental durante este período; (ii) la atlántica, vía conexión con el glaciar de la Garona y la influencia climática en una parte de la cabecera de la Pallaresa ; y (iii) la mediterránea (aportando humedad) que como en Andorra (Turu et al., 2017) permite una recuperación glacial en el MIS-2, posterior al retroceso generalizado del MIS-3. A modo de resumen las fases glaciares que se han distinguido utilizando el complejo glaciolacustre de Tírvia como “piedra rosetta” y el Garona más el Valira como correlación cronológica:

- 1) Fase de máxima extensión glacial (F1) durante el MIS 4.
- 2) Fase de retroceso y reavance glacial (F2), durante la primera mitad del MIS 3.
- 3) Fase de retroceso generalizado en la segunda mitad del MIS 3.
- 4) Última gran fase de expansión glacial (F3) durante el MIS 2.
- 5) Fluctuaciones glaciares en la deglaciación: el LGM y la Terminación 1.
- 6) El Holoceno, incluyendo la PEH.

En las distintas fases glaciares descritas en la Pallaresa se detectan avances con disminución progresiva del alcance de los frentes glaciares desde F1 hasta F3, igual que el observado en Andorra (Turu and Boulton, 2020) para el mismo periodo.

Actualmente el alto Noguera Pallaresa, a parte de la necesidad de robustecer la cronología glacial mediante dataciones absolutas, incluye territorios y temáticas pendientes de estudio; (i) el complejo terminal de Sort-Rialp; (ii) el glaciario en el valle del Famisell y valles al W (Manyanet); (iii) el glaciario en los macizos meridionales; (iv) las fases glaciares durante la deglaciación y la relación entre glaciares, glaciares cubiertos y glaciares rocosos; y (v) la identificación de fases glaciares holocenas.

REFERENCIAS

- Andrieu-Ponel, V., Hubschman, J., Jalut, G., Hérail, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs ; application à l'interprétation du retrait glaciaire. Bull. l'Association française pour l'étude du Quat. vol. 25, n°2-3, 1988. <https://doi.org/10.3406/quate.1988.1866>
- Andrieu, V., 1991. Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'actuel. Univ. Toulouse.
- Bladé, J.F., 1875. Études géographiques sur la vallée d'Andorre. Paris.
- Bordonau, J., 1992. Els Complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Universitat de Barcelona.
- Bordonau, J., 1985. Estudi geomorfològic del sector sudoccidental de la Vall d'Aran.

- L'evolució Quaternària de les valls dels rius Jòeu i Nere.
- Bordonau, J., Pous, J., Queralt, P., Vilaplana, J.M., 1989. Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo. *Estud. Geológicos* 45, 71–79.
<https://doi.org/10.3989/egeol.89451-2482>
- Bordonau, J., Serrat, D., Vilaplana, J.M., 1992. Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. *Late Quat. West. Pyrenean Reg.* 303–312.
- Bru, J., 1985. Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central (Valls Ferrera i de Cardós). Barcelona, Facultat de Geografia i Història de la Universitat de Barcelona. Univ. Barcelona.
- Bru, J., Gomez Ortiz, A., Serrat, D., Ventura, J., Vilaplana, J.M., 1985. Síntesis de la dinàmica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineu Catalán, in: *I Reunión Del Cuaternario Ibérico*. Lisboa, pp. 165–183.
- Bru, J., Martí-Bono, C., Serrat, D., Vilaplana, J.M., 1983. "Excursion Guide of Symposium and field trip on glacial pleistocene deposits in Southern Pyrenees."
- Butzer, K.W., Franzle, O., 1959. Observations on pre-Würm glaciations of the Iberian Peninsula. *Zeitschrift für Geomorphol.* 3, 85–87.
- Cabra, P., 2013. Mapa Geomorfològic del Mapa Geològic de España a E. 1:50.000, N° 149 (Isil).
- Carrillo, E., Ninot, J.M., 1998. Mapa de vegetació de Catalunya 1: 50.000, Esterri d'Àneu 181, IEC & ICC. Barcelona.
- Chevalier, M., 1924. Contribución à l'étude des Pyrénées. Note sur les terrains Néogènes des Vallées du Valira. *Butll. la I.C.H.N. IV*, 177–190.
- Chevalier, M., 1906. Sur les glaciers Pleistocènes dans les vallées d'Andorre. *Cte R. Acad. Sciences, París*, pp. 662–663.
- Copons, R., 2005. Mapa Geomorfològic d'Andorra 1:50.000.
- De Verneuil, E., De Keyserling, A., 1861. Coupes du versant meridional des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr* 2, 341–357.
- Durocher, J., 1841. Sur les traces de phénomènes diluviens qui s'observent dans les Pyrénées. *Comptes Rendues l'Académie des Sci.* 902–903.
- Fernandes, M., Oliva, M., Palma, P., Ruiz-Fernández, J., Lopes, L., 2017. Glacial stages and post-glacial environmental evolution in the Upper Garonne valley, Central Pyrenees. *Sci. Total Environ.* 584–585, 1282–1299.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.209>
- Fontboté, J.M., Solé Sabarís, L., Alimen, H., 1957. Livret guide de l'excursion N1, Pyrénées. VIème-VIIème journées, in: *V Congreso Internacional INQUA. Madrid-Barcelona*, pp. 65–74.
- Furdada, G., 1988. Estudi geomorfològic de la Vall d'Àssua i marge dret de la Ribera de Sort (Pallars Sobirà). *Trab. Final carrera Geol. Universitat de Barcelona*.
- García-Ruiz, J.M., Palacios, D., de Andrés, N., Valero-Garcés, B.L., López-Moreno, J.I., Sanjuán, Y., 2014. Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene* 24, 1439–1452.
<https://doi.org/10.1177/0959683614544053>
- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Peña-monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González Sampériz, P., Moreno, A., 2013. Glacial and fluvial deposits in the Aragon valley, central-western Pyrenees: chronology of the Pyrenean late Pleistocene glaciers. *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.* 95, 15–32. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00478.x>
- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Valero Garcés, B., González Sampériz, P., 2001. La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español: El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Cuaternario y Geomorfol.* 15, 103–119.
- García Ruiz, J.M., Valero Garcés, B.L., Martí Bono, C., González Sampériz, P., 2003. Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *J. Quat. Sci. Publ. Quat. Res. Assoc.* 18, 61–72.
- García Sainz, L., 1935. Morfología glacial y preglacial de la región de la Noguera. *Boletín la*

- Soc. Geogràfica Nac. 75, 64–130.
- García Sainz, L., 1933. Los vestigios de época glaciària en el valle del Flamicell (Cuenca CincaSegre). Publicaciones la SGN. Ser. B 21 (Volume, 211–237).
- Gellatly, A.F., Grove, J.M., Switsur, V.R., 1992. Mid-Holocene glaciària activity in the Pyrenees. *The Holocene* 2, 266–270. <https://doi.org/10.1177/095968369200200309>
- Gomez Ortiz, A., 1996. El relleu andorrà, morfologia glaciària i periglaciària. *Monogr. Geogr.* III, 125.
- González-Sampéris, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J., 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quat. Res.* 66, 38–52. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.02.004>
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., García-Ruiz, J.M., Carbonel, D., Lucha, P., Arnold, L.J., 2018. Landslide-dam paleolakes in the Central Pyrenees, Upper Gállego River Valley, NE Spain: timing and relationship with deglaciation. *Landslides* 15, 1975–1989. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1018-9>
- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L., 1981. Los glaciària rocosos y el modelado acompañante en el àrea de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Bol. Geol. y Min.* 92, 101–110.
- Hartevelt, J.J.A., 1970. Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra, Spain. Geological Institute, Leiden University.
- Hérail, G., Jalut, G., 1986. L'obturation de Sost (Haute-Garonne): données nouvelles sur le paléoenvironnement de la phase de progression du glacier würmien dans les Pyrénées centrales. *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre* 303, 743–748.
- Hubschman, J., Jalut, G., 1989. Livret Guide de l'Excursion: Glaciària pyreneen, versant nord/versant sud(Ossau-Gallego; Garonne-Noguera Ribagorçana), Paleoenvironnements du Pleistocene superieur et de l'Holocene. Association Franc-aise pour l'Etude du Quaternaire.
- ICGC, I.C. i G. de C., 2015. Mapa de les unitats estructurals majors de Catalunya 1:1.000.000.
- Jalut, G., Turu, V., 2008. Le dernier cycle glaciària interglaciària dans les Pyrénées: englacement, climat et végétation, in: J., C., J-P., C., J-P., P., Bilotte, M. (Eds.), *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*. Atlantica. Atlantica, Biarritz (France), pp. 145–161.
- Llobet, S., 1947. El medio y la vida en Andorra: estudio geogràfico, *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Juan Sebastián Elcano, Estación de Estudios Pirenaicos, Barcelona.
- Martí, M., Serrat, D., 1992. Les glaciària rocalloses al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici i la seva àrea d'influència, in: *La Investigació Al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*. Segones Jornades Sobre Recerca (Ponències). Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca. Generalitat de Catalunya, Espot, pp. 43–51.
- Miquel, C., Ponsa, A., Rivero, L., 2011. Coneixements hidrogeològics en el sector del con de dejecció de La Comella (Parròquia d'Andorra la Vella), in: Turu, V., Constante, A. (Eds.), *Resúmenes XIII Reunión Nacional Del Cuaternario*. El Cuaternario En España y Áreas Afines. Andorra la Vella, pp. 324–327.
- Miras, Y., Ejarque, A., Riera, S., Palet, J.M., Orengo, H., Euba, I., 2007. Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d'après l'analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2180 m, Vall del Madriu, Andorre). *Comptes Rendus Palevol* 6, 291–300.
- Nussbaum, F., 1956. Observations morphologiques dans la région de la Noguera Pallaresa. *Pirineos* 39, 57–95.
- Nussbaum, F., 1934. Die See der Pyrenäen. *Mitt der Naturforschenden Gesellschaft* 184.
- Oller, P., 1992. Les allaus i el seu risc a la Vall Fosca (Pallars Jussà). Universitat de Barcelona.
- Palacios, D., de Andrés, N., López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M., 2015. Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley, central Pyrenees. *Quat. Res.* 83, 397–414. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.01.010>

- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E., Santanach, P., 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2937–2963.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.004>
- Panzer, W., 1926. Talentwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien. *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* 39, 141–182.
- Pèlachs, A., Julià, R., Pérez-Obiol, R., Burjachs, F., Expósito, I., Yll, R., 2011. Dades paleoambientals del complex glació lacustre de l' Estany de Burg durant el Tardiglacial, in: Turu, V., Constante, A. (Eds.), *Simposio de Glaciariismo. El Cuaternario En España y Áreas Afines, Avances En 2011*. pp. 49–50.
- Peña, J.L., Turu, I., Michels, V., Calvet, M., 2011. Les terrasses fluvials del Segre i afluents principals: Descripció d'afloraments i assaig de correlació, in: Turu, V., Constante, A. (Eds.), *El Cuaternario En España y Áreas Afines, Avances En 2011. Resums XIII Reunio Nacional de Quaternari. Andorra*, pp. 51–56.
- Peña Monné, J.L., Sancho Marcén, C., Lewis, C., MacDonald, E., Rhodes, E., 2011. Las fases glaciares del valle del Gállego en su zona terminal (sector Senegüé-Sabiñánigo, Pirineo de Huesca), in: Turu, V., Constante, A. (Eds.), *Simposio de Glaciariismo. Guía de Campo de La XIII Reunión Nacional Del Cuaternario. Andorra la Vella*, pp. 85–87.
- Penck, A., 1883. Die Eiszeit in den Pyrenäen (“La periode glaciaire dans les Pyrénées”). *Bull. la Société d'Histoire Nat. Toulouse* 19, 105–200.
- Planas, X., Corominas, J., Vilaplana, J.M., Altimir, J., Torrebadella, J., Amigó, J., 2011. Noves aportacions al coneixement del gran moviment del forn de Canillo. Principat d'Andorra, in: *Reunión Nacional de Cuaternario. “El Cuaternario En España y Áreas Afines, Avances En 2011: Actas de La XIII Reunión Nacional de Cuaternario.” Andorra la Vella*, pp. 163–167.
- Prat, M.C., 1980. *Montagnes et vallées d'Andorre: étude géomorphologique*. Université de Bordeaux.
- Rallo, E., Cosano, R., Cabés, D., Monés, N., 2012. Cambios morfológicos en el valle de Filià (Vall Fosca, Pallars Jussà) entre los años 2005 y 2009, in: *XII Reunión Nacional de Geomorfología. Santander*, pp. 679–682.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Perucha, M.A., 2008. Interpretación estructural 3D de “fault graded beds”(sismitas). Un ejemplo en la cuenca cuaternaria lacustre de Tírvia (Pirineos Orientales). *Geo-Temas* 10, 1071–1074.
- Serrat, D., Bordonau, J., Bru, J., Furdada, G., Gomez, A., Marti, J., Martí, M., Salvador, F., Ventura, J., Vilaplana, J.M., 1994. Síntesis cartográfica del glaciariismo surpirenaico oriental, in: Bono, C.M., García Ruiz, J.M. (Eds.), *El Glaciariismo Surpirenaico: Nuevas Aportaciones. Geoforma, Logroño*, pp. 9–15.
- Serrat, D., Vilaplana, J.M., 1979. El relleu i la xarxa hidrogràfica (Geomorfologia), in: Folch, R. (Ed.), *El Patrimoni Natural d'Andorra*. Ketres Editora, pp. 41–54.
- Solé i Sabarís, L., 1936. Els Llacs dels Pirineus, segons Nussbaum. *Butlletí la Inst. Catalana d'Història Nat.* 36, 107–115.
- Stange, K.M., van Balen, R.T., Kasse, C., Vandenberghe, J., Carcaillet, J., 2014. Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* 207, 71–95. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.028>
- Suárez Rodríguez, A., 2016. Mapa Geomorfológico y Geomorfología del Mapa Geológico de España a E. 1: 50.000, Hoja N° 181 (Esterrí D'Aneu). Segunda Serie MAGNA. Instituto Geológico y Minero de España.
- Turu, V., 2018. Paleoclima y geomorfología de los valles de Andorra. *Monografíes del MAC*, 2, 103–109, in: Remolins, G., Gibaja, J.F. (Eds.), *LES VALLS D'ANDORRA DURANT EL NEOLÍTIC: UN ENCREUAMENT DE CAMINS AL CENTRE DELS PIRINEUS*. pp. 103–109.
- Turu, V., 2002a. Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciari obturado intermitentemente, relación con el último ciclo glaciari. Valle de Arinsal, Pirineos

- Orientales. Parte I: El método utilizado, in: Estudios Recientes (2000-2002) En Geomorfología, Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial. SEG-Departamento de Geografía UVA, Valladolid, pp. 555–563.
- Turu, V., 2002b. Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciario obturado intermitentemente, relación con el último ciclo glaciario. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte II: Aplicación, in: Estudios Recientes (2000-2002) En Geomorfología, Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial. SEG-Departamento de Geografía UVA, Valladolid, pp. 565–574.
- Turu, V., 2001. Ejemplos de deformación sinsedimentaria en la cubeta glaciolacustre de la Massana, Push Moraine de la Aldosa y delta dels Hortals, Principado de Andorra (Pirineos Orientales). Actas GTPEQ-SGP (Soc. Geol. Port. V Reun. del Cuaternario Ibérico 81–84.
- Turu, V., 1999. Aplicación de diferentes técnicas geofísicas y geomecánicas para el diseño de una prospección hidrogeológica de la cubeta de Andorra, (Pirineo Oriental): Implicaciones paleohidrogeológicas en el contexto glacial andorrano 210, 203–210.
- Turu, V., 1998. Interpretación genética de la unidad deformada de la sección estratigráfica de Sornas. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Principado de Andorra (Pirineos Orientales), in: Gómez-Ortiz, A., Salvador-Franch, F. (Eds.), Investigaciones Recientes de La Geomorfología Española. Sociedad Española de Geomorfología; Actas Del Vº Congreso Nacional de Geomorfología Celebrat a Granada Del 15 Al 18 de Setembre de 1998. Barcelona, pp. 445–454.
- Turu, V., 1994. Datos para la determinación de la máxima extensión glaciario en los valles de Andorra (Pirineo Central), in: Arnáez-Vadillo, J., García-Ruiz, J.M. (Eds.), Geomorfología En España: III Reunión de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología Logrono, pp. 265–273.
- Turu, V., 1992. Secció estratigràfica de Sornàs. Ann. 1991 l'Institut d'Estudis Andorrans 47–76.
- Turu, V., Bordonau, J., 1997. El glacialisme de les valls d'Andorra (Principat d'Andorra): Síntesi dels afloraments. Ann. 1995 del Cent. Barcelona l'Institut d'Estudis Andorrans 41–104.
- Turu, V., Boulton, G., 2020. Subglacial drainage and glaciotectonites in Andorra (SE Pyrenees): Evidences and pre-consolidation modelling of glacial valley deposits. *Quat. Int.* (in Press).
- Turu, V., Boulton, G.S., Ros i Visus, X., Peña-Monné, J.L., Martí i Bono, C., Bordonau i Ibern, J., Serrano-Cañadas, E., Sancho-Marcén, C., Constante-Orrios, A., Pous i Fàbregas, J., Gonzalez-Trueba, J.J., Palomar i Molins, J., Herrero i Simón, R., Garcia-Ruiz, J.M., 2007. Structure of the large glacial basins in the Northern Iberian Peninsula, a comparison study: Andorra (Eastern Pyrenees), Gállego (Central Pyrenees) and Trueba valley (Cantabric Range). *Quaternaire* 18, 309–325.
- Turu, V., Calvet, M., Bordonau, J., Gunnell, Y., Delmas, M., Vilaplana, J.M., Jalut, G., 2017. Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra, in: Hughes, P.D., Woodward, J.C. (Eds.), *Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 111–136. <https://doi.org/10.1144/SP433.6>
- Turu, V., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Ros, X., Ruiz-Zapata, B., Soriano-López, J.M., Mur-Cacahu, E., Pélachs-Mañosa, A., Muñoz-Martín, A., Sánchez, J., Echeverría-Moreno, A., 2018. Late glacial and post-glacial deposits of the Navamuño peatbog (Iberian Central System): Chronology and paleoenvironmental implications. *Quat. Int.* 470. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.018>
- Turu, V., Gutiérrez, M.C., Ros, X., 2013. Determinación de la causa de un deslizamiento de ladera, el caso de la Font del Molla (Els Cortals D'Encamp), Principado de Andorra: comparación entre ensayos de trazador e infiltrometrías y el uso de la resonancia magnética nuclear de superficie (SNMR). E.Alonso, J. Corominas y M. Hürlimann (Eds.). *Cent. Int. Mètodes Numèrics en Eng. la UPC, Vol.II, Barcelona* 845–856.
- Turu, V, Peña, J.L., 2006a. Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): relación con el glaciario y la tectónica activa, in: Pérez-Alberti, A., López-Bedoya, J. (Eds.), *Geomorfología y Territorio, IX Reunión*

- Nacional de Geomorfología. Universidad de Santiago de Compostela, pp. 113–128.
- Turu, V., Peña, J.L., 2006b. Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales, in: Pérez-Alberti, A., López-Bedoya, J. (Eds.), Geomorfología y Territorio: Publicaciones de La Universidad de Santiago de Compostela. IX Reunión Nacional de Geomorfología, pp. 129–148.
- Turu, V., Peña, J.L., Cunha, P., Buylaert, J.P., Murray, A., Ventura, J., Ros, J., n.d. Updating the Mid and Upper Pleistocene chronology of glaciated valleys from the south-central and south-eastern Pyrenees (in prep).
- Turu, V., Planas, X., 2005. Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales), in: VI Simposio Nacional Sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia.
- Turu, V., Pous, J., Bordonau, J., Palomar, J., 2002. La cubeta de sobreexcavació glacial de La Massana-Ordino, Pirineus Orientals: Aplicació de la prospecció geolèctrica. Horitzó 2, 38–51.
- Turu, V., Ventura, J., Ros, X., Pèlachs, A., Vizcaino, A., Soriano, J.M., 2011. Geomorfologia glacial del tram final de la Noguera Pallaresa i Riu Flamicell, in: Turu, Valentí, Constante, A. (Eds.), I Simposio de Glaciariismo, El Cuaternario En España y Áreas Afines. Andorra la Vella, pp. 37–43.
- Turu, V., 2011. Los complejos morrenicos terminales del Valira (Andorra-Alt Urgell), in: Turu, Valentí, Constante, A. (Eds.), Simposio de Glaciariismo. El Cuaternario En España y Áreas Afines, Avances En 2011. XIII reunión de la AQUEA-Fundación Marcel Chevalier, Andorra la V, pp. 1–8.
- Turu, V., Vidal-Romaní, J.R., Fernández-Mosquera, D., 2011. Dataciones con isótopos cosmogénicos: Parte I (10Be) El LGM (Last Glacial Maximum) y “The Last Termination” en los valles del Gran Valira y la Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos Orientales), in: Turu, Valentí, Constante, A. (Eds.), El Cuaternario En España y Áreas Afines, Avances En 2011. XIII reunión de la AQUEA-Fundación Marcel Chevalier, Andorra la Vella, p. 19.24.
- Ventura, J., 2020. Distribución espacial y temporal de glaciares, glaciares cubiertos y glaciares rocosos durante la última deglaciación en el valle de la Bonaigua (Pirineo Central). Cuad. Investig. Geográfica 46, 415–448.
- Ventura, J., 2017. Identificación de fases glaciares durante la deglaciación en el Macizo de Monteixo-Medacorba (Pirineo Central, Lleida), in: Ruíz-Fernández, J., García-Hernández, C., Oliva, M., Rodríguez-Pérez, C., Gallinar, D. (Eds.), Ambientes Periglaciares: Avances En Su Estudio, Valoración Patrimonial y Riesgos Asociados. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, pp. 137–146.
- Ventura, J., 2016. Identificación e inventario de potenciales glaciares rocosos activos en los Pirineos mediante fotointerpretación en visores cartográficos 2D y 3D: primeros resultados. Polígonos. Rev. Geogr. 95–122.
- Ventura, J., 2010. Inventari de llocs d'interés geomorfològic (LIG) al Parc Natural de l'Alt Pirineu (Informe nº1).
- Ventura, J., 2010. Geomorfologia de Les Planes de Son i La Mata de València. Linfluencia del modelat glacial i periglacial, in: Germain, A. (Ed.), Els Sistemes Naturals de Les Planes de Son i La Mata de València. Insititució Catalana d'Història Natural. (Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural; 16), pp. 77–126.
- Ventura, J., 1983. Geomorfologia glacial de la vall d'Espot (Palars Sobirà, Pirineu Central). Universitat de Barcelona.
- Ventura, J., 1982. Nota sobre los sedimentos glaciofluviales del valle de Escart y su relación con el glaciariismo de la Noguera Pallaresa. Notes Geogr. Fis. 7, 5–8.
- Verdaguer i Andreu, A., 1986. Geomorfologia glacial de la Ribera del Cardós (Lleida). Butlletí la Inst. Catalana d'Història Nat. 53, 111–116.
- Vilaplana, J.M., 1985. Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirinen Andorra. Rev. d'Investigacions Geològiques 41, 67–82.

- Vilaplana, J.M., Serrat, D., 1979. Els dipòsits d'origen glacial de la cubeta de La Massana-Ordino (Andorra): llur significació paleogràfica. *Acta Geol. Hisp.* 14, 433–440.
- Vizcaino, A., Pèlachs, A., Turu, V., Soriano, J.M., 2011. Geomorfologia glacial de la Coma de Burg (Vall Ferrera, Pallars Sobirà), in: Turu, V., Constante, A. (Eds.), *Simposio de Glaciariismo. El Cuaternario En España y Áreas Afines, Avances En 2011.* pp. 45–48.
- Zandvliet, J., 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.* 25, 1–127.