

e
n
t
e
m
u

**LOS GRUPOS CAZADORES-RECOLECTORES
PALEOLÍTICOS DEL OCCIDENTE CANTÁBRICO**

"Estudios en Homenaje a Francisco Jordá Cerdá
en el centenario de su nacimiento. 1914-2014"

**David Álvarez Alonso
(Editor)**

Volumen XVIII
Año 2014

UNED

ASTURIAS

Universidad Nacional de Educación a Distancia

ENTEMU

**LOS GRUPOS CAZADORES-RECOLECTORES
PALEOLÍTICOS DEL OCCIDENTE CANTÁBRICO**

**Estudios en Homenaje a Francisco Jordá Cerdá
en el centenario de su nacimiento. 1914-2014**

**David Álvarez Alonso
(Editor)**

2014

Centro Asociado de Asturias

Vol. XVIII

Gijón

ENTEMU – 2014 – Volumen XVIII

**LOS GRUPOS CAZADORES-RECOLECTORES PALEOLÍTICOS DEL OCCIDENTE
CANTÁBRICO**

Estudios en Homenaje a Francisco Jordá Cerdá en el centenario de su nacimiento. 1914-2014

David Álvarez Alonso (Editor)

UNED Centro Asociado de Asturias, Gijón, 2014

ISBN: 84-88642-17-2

ISSN: 1130-314X

Área: Universitarios

Formato: 148 x 210 mm

Páginas: 282

**ENTEMU LOS GRUPOS CAZADORES-RECOLECTORES PALEOLÍTICOS DEL OCCIDENTE
CANTÁBRICO**

**Estudios en Homenaje a Francisco Jordá Cerdá en el centenario de su
nacimiento. 1914-2014**

Director

Mario Menéndez Fernández

Secretario

Luis Suero Menéndez

Editor

David Álvarez-Alonso

Fotografía de portada

Cueva de Coímbre. Autor: Javier Santa Eugenia

Maquetación

Carlota Loureiro Arredondas

Redacción:

Entemu

Av. del Jardín Botánico 1345 - 33203-Gijón - ESPAÑA

ENTEMU – 2014

Edita: UNED - Centro Asociado de Asturias

Depósito Legal: AS-1151-92

ISBN: 84-88642-17-2

ISSN: 1130-314X

Fotocomposición e Impresión: IMPRE-OFFSET

No se permite un uso comercial de la obra original ni la generación de obras derivadas.



Licencia Reconocimiento-No comercial-Sin obras derivadas 3.0 España de Creative Commons. <http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/es/>

ÍNDICE

Página

Mario MENÉNDEZ FERNÁNDEZ – <i>Prólogo</i>	1
David ÁLVAREZ ALONSO – <i>Presentación</i>	3
Fructuoso DÍAZ GARCÍA – <i>El prehistoriador que no se achicó: Francisco Jordá Cerdá 1914-2004</i>	7
Fructuoso DÍAZ GARCÍA y José Antonio FERNÁNDEZ DE CÓRDOBA – <i>Las etapas de la investigación paleolítica en Asturias</i>	35
Jesús Francisco JORDÁ PARDO, David ÁLVAREZ ALONSO y M ^a José IRIARTE CHIAPUSSO – <i>Una aproximación geoarqueológica al hábitat humano Pleistoceno del occidente Cantábrico (Asturias, norte de España)</i>	67
David ÁLVAREZ ALONSO y José Adolfo RODRÍGUEZ ASENSIO – <i>Las primeras ocupaciones humanas en el occidente cantábrico. El Paleolítico inferior y medio en Asturias</i>	103
María de ANDRÉS HERRERO y Álvaro ARRIZABALAGA – <i>El Paleolítico superior inicial en Asturias</i>	133
Marco de la RASILLA y Javier FERNÁNDEZ DE LA VEGA – <i>El Solutrense en Asturias</i>	157
David ÁLVAREZ ALONSO – <i>El final del Paleolítico superior: El Magdaleniense en Asturias</i>	171
Mario MENÉNDEZ FERNÁNDEZ – <i>Desde Candamo hasta la cueva del Pindal: un siglo de estudios del arte paleolítico en Asturias</i>	205
José YRAVEDRA SAINZ DE LOS TERREROS y Julio ROJO HERNÁNDEZ – <i>Las estrategias de subsistencia de las poblaciones paleolíticas en la región occidental cantábrica</i>	227
Gema Elvira ADÁN ÁLVAREZ – <i>El trabajo sobre hueso (Arqueozoología, métodos e industria) para el conocimiento de la Prehistoria en Asturias</i>	247
Esteban ÁLVAREZ FERNÁNDEZ – <i>Un siglo de hallazgos: evidencias arqueozoológicas de origen marino en el Paleolítico superior asturiano</i>	265

UNA APROXIMACIÓN GEOARQUEOLÓGICA AL HÁBITAT HUMANO PLEISTOCENO DEL OCCIDENTE CANTÁBRICO (ASTURIAS, NORTE DE ESPAÑA)

Geoarchaeological approach on Pleistocene human habitat at west Cantabrian region

Jesús F. Jordá Pardo¹
David Álvarez-Alonso²
M^a José Iriarte Chiapusso³

¹ Departamento de Prehistoria y Arqueología. UNED. jjorda@geo.uned.es

² Departamento de Prehistoria y Arqueología. UNED / C.A. Asturias. dalvarez@gijon.uned.es

³ Ikerbasque (Basque Foundation for Science) / Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. UPV / EHU. mariajose.iriarte@ehu.es

Resumen. El objetivo de este trabajo se centra en presentar las características geológicas y geomorfológicas del extremo occidental de la región cantábrica y los principales aspectos geomorfológicos, geoarqueológicos y paleoambientales relacionados con la actividad humana desarrollada en ese territorio durante el Pleistoceno. Todos estos aspectos han condicionado tanto las características del hábitat humano a lo largo de los tiempos paleolíticos como las distintas adaptaciones que los grupos humanos tuvieron que llevar a cabo para poder desarrollar sus modos de vida y garantizar su supervivencia.

Palabras Clave: *Geología, Geomorfología, Geoarqueología, Cronoestratigrafía, Paleoclimatología, ocupaciones humanas, Región Cantábrica, Asturias.*

Abstract. The objective of this paper is focused on showing the geological and geomorphological characteristics of western Cantabrian region and its main geomorphological, geoarchaeological and palaeoambiental issues, related with the human activities developed in this place during the Pleistocene. All this aspects have conditioned as the human habitat characteristics along Palaeolithic times, as well as the different adaptations which the human groups had to carry out for developing their ways of life and for assuring their survival.

Key Words: *Geology, Geomorphology, Geoarchaeology, Chronostratigraphy, Palaeoclimatology, human occupations, Cantabrian region, Asturias.*

1 Introducción

Hace ya cincuenta y siete años que los profesores Noel Llopis Lladó (1911-1968) y Francisco Jordá Cerdá (1914-2004) publicaron el Mapa del Cuaternario de Asturias (LLOPIS LLADÓ y JORDÁ CERDÁ 1957) como complemento de la guía de la excursión número 2, “El Cuaternario de la región cantábrica” (HERNÁNDEZ PACHECO *et al.* 1957), desarrollada entre el 22 y el 31 de agosto de 1957 en el marco del V Congreso Internacional de la Asociación Internacional para el Estudio del Cuaternario (INQUA en sus siglas en inglés), que en esa ocasión se celebró en España. Desde entonces, son muchos los estudios que sobre diferentes aspectos del Cuaternario se han llevado a cabo en la Región Cantábrica y en el

territorio asturiano, por lo que el conocimiento de ese periodo más reciente de la historia de la Tierra en esa zona de la Península Ibérica es mucha más exhaustivo y completo - aunque todavía fragmentario- que el de hace casi sesenta años.

Al cumplirse este año 2014 el centenario del nacimiento de Francisco Jordá Cerdá y los diez años de su fallecimiento, queremos rendirle un cumplido homenaje con este trabajo, el cual no pretende ser más que una modesta síntesis de los conocimientos que en la actualidad se tienen sobre las características de una gran parte del sistema Cuaternario, el subsistema Pleistoceno, en el occidente de la Región Cantábrica, con especial referencia al territorio de la actual Asturias, pero desde la óptica de las relaciones entre las comunidades humanas del Paleolítico y el medio ambiente en el que estas se desarrollaron.

Como veremos a lo largo del texto, en la estrecha franja del territorio cantábrico, caracterizada por una gran variedad de ambientes geológicos y geomorfológicos, tuvieron lugar distintos tipos de asentamientos humanos a lo largo del Cuaternario y, de manera casi ininterrumpida, al menos desde finales del Pleistoceno medio hasta la actualidad. Las características del territorio asturiano, con la existencia de variados y ricos ecosistemas y numerosos recursos naturales aptos para el modo de vida cazador-recolector, supusieron un entorno óptimo para el asentamiento de los diferentes grupos humanos del Paleolítico, especialmente durante el Paleolítico medio y superior. Los lugares más propicios para el poblamiento humano en este entorno son, *a priori*, la franja costera y los valles fluviales, sobre todo en sus tramos medios y finales, aunque la existencia de numerosas cuevas a lo largo de muchos de los valles en la zona central y oriental, conllevó la ocupación de prácticamente todo el territorio, por lo menos durante el Pleistoceno superior.

2 Contexto geográfico, geológico y geomorfológico

Situado en el norte de la Península Ibérica (Figura 1), desde el punto de vista geográfico, el territorio de Asturias se encuentra en el extremo occidental de la Región Cantábrica, unidad geográfica caracterizada por ser una estrecha franja de terreno ocupado por las montañas cantábricas, entre su límite sur con la Meseta y el mar Cantábrico al norte. De oriente a occidente, esta región puede dividirse en tres sectores geográficos: los Montes Vascos, la Montaña Santanderina y el Macizo Asturiano. Los dos primeros presentan ciertas similitudes, mientras que el tercero –que es el que nos ocupa– ofrece marcadas diferencias con los anteriores. Las altitudes máximas de la Región Cantábrica se encuentran en el extremo este del macizo asturiano, concretamente en el macizo central o de Los Urrieles situado en los Picos de Europa, donde se alcanzan altitudes superiores a los 2.500 m (Torrecerréu, 2.648 m). Por tanto, el desnivel que presenta esta región en su vertiente norte supera en muchos casos los 2.000 m, mientras que en su vertiente sur los desniveles son menores, marcados por la cota de la Meseta. Toda la región está dominada en su vertiente septentrional por un relieve escalonado desde de las altas cumbres y las sierras prelitorales hasta la rasa costera y el dominio litoral, que pueden agruparse en tres tipos de unidades fisiográficas: las montañas, los valles fluviales y la superficie de la rasa costera (Figura 2).

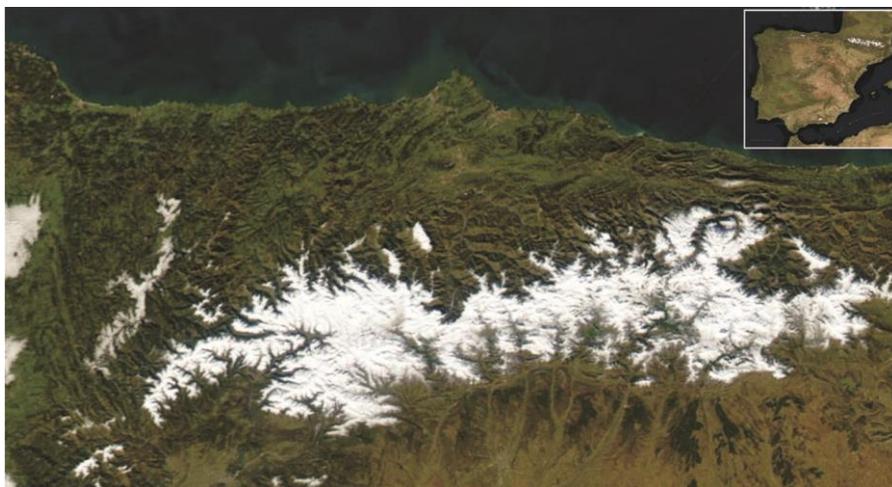


Figura 1: Foto satélite de Asturias (fuente NASA).

Geológicamente, el territorio de Asturias se extiende sobre dos unidades geológicas principales relacionadas respectivamente con las orogenias Varisca y Alpina, el Macizo Ibérico y la Cordillera Cantábrica (Figura 3), cuyas características estratigráficas, petrológicas, paleontológicas y estructurales pueden consultarse en diferentes obras de síntesis que hemos manejado para realizar este trabajo (ARAMBURU y BASTIDA 1995; GIBBONS y MORENO 2002; VERA 2004).

La unidad más antigua corresponde al extremo norte del Macizo Ibérico, caracterizado por rocas precámbricas y paleozoicas prepérmicas deformadas durante la Orogenia Varisca, agrupadas en las denominadas Zona Asturoccidental-leonesa, cuyo extremo oriental se extiende por el occidente asturiano y Zona Cantábrica, que ocupa el centro y oriente asturianos. La Zona Cantábrica corresponde a la zona externa del Macizo Ibérico situada en el núcleo del Arco Ibero-Armoricano o Arco Astúrico. Se divide en varias regiones con diferentes características geológicas: la Región de Pliegues y Mantos, la Cuenca Carbonífera Central, la Región del Manto del Ponga, los Picos de Europa y, fuera ya del territorio asturiano, la Región del Pisuerga-Carrión. La Zona Asturoccidental-leonesa está dividida en tres grandes dominios: el Dominio del Caurel-Truchas, que no afecta a Asturias, el Dominio del Manto de Mondoñedo, cuyas rocas afloran en el extremo noroccidental asturiano, y el Dominio del Navia y Alto Sil que ocupa una gran porción de la llamada Asturias occidental y limita al este con la Zona Cantábrica.

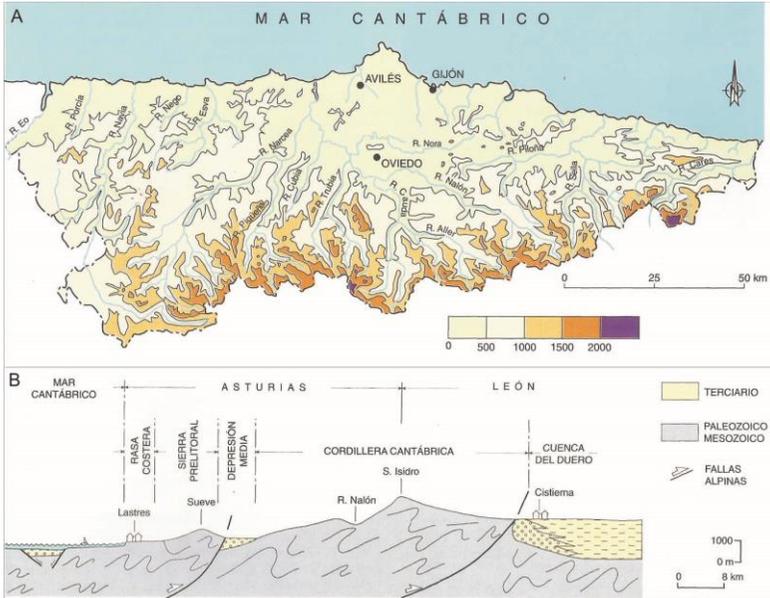


Figura 2: Esquema ográfico e hidrográfico de Asturias (A) y sección geológica transversal simplificada de Asturias en la que se indican los principales rasgos del relieve (B) (ambas tomadas de FARIAS y MARQUÍNEZ 1995).

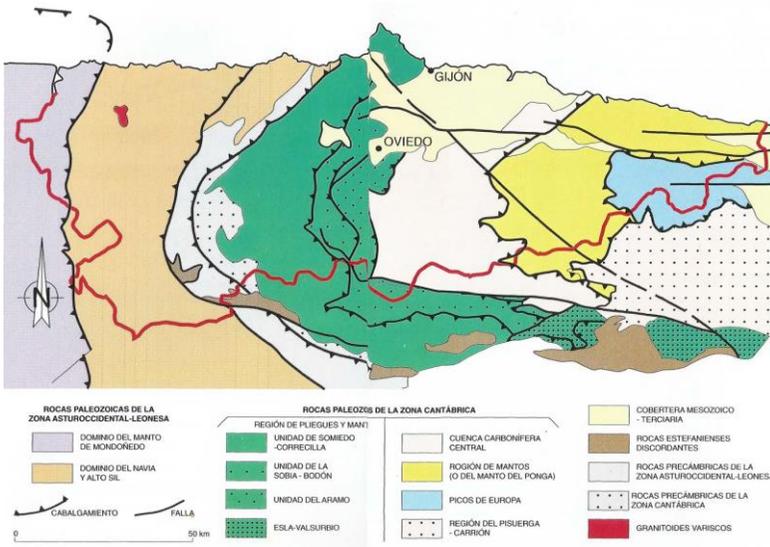


Figura 3: Esquema geológico simplificado del territorio asturiano con indicación de las principales unidades geológicas (tomado de BASTIDA y ALLER 1995).

La unidad más reciente forma parte del segmento occidental de la Cordillera Pirenaica, que desde la falla de Pamplona hacia el oeste recibe el nombre de Cordillera Cantábrica (Figura 4). Dentro de esta, el territorio que nos ocupa se extiende por su porción central conocida como Macizo Asturiano, que enlaza por el este con la Cuenca Vasco-Cantábrica y por el oeste con su zona occidental desarrollada sobre materiales del Macizo Ibérico en las montañas de Galicia. El Macizo Asturiano se encuentra mayoritariamente formado por los materiales precámbricos y paleozoicos ya citados de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa del Macizo Ibérico deformados de nuevo durante la Orogenia Alpina, a los que hay que añadir los materiales sedimentarios de la cobertera post-varisca. Un primer grupo lo constituyen los sedimentos depositados durante el Pérmico y el Mesozoico, deformados igualmente durante el ciclo alpino que afloran en una estrecha franja de dirección E-O que corre desde Avilés al oeste, hasta Ribadesella y Benia al este, con un retazo aislado en la costa oriental y en la zona de los Picos de Europa. Sobre estos materiales mesozoicos se disponen depósitos de la primera parte del Cenozoico en unas cuencas sedimentarias generadas por los movimientos compresivos y distensivos de las etapas tardías del ciclo alpino, que las aíslan del mar y confieren un carácter endorreico a la sedimentación. Solamente se produce sedimentación marina en la zona de Colombres, mientras que en las denominadas cuencas de Oviedo y de Grao, de dirección este-oeste, se produce una sedimentación continental durante el Eoceno y Oligoceno, discordante sobre los materiales anteriores y asociada a la erosión de las montañas alpinas. Finalmente, sobre todos estos conjuntos de rocas y estructuras se disponen los depósitos del Cuaternario que ofrecen una gran variedad de facies sedimentarias.

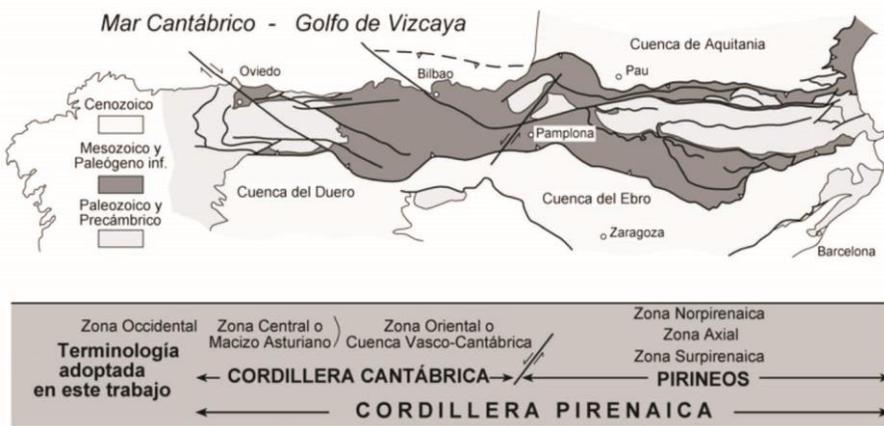


Figura 4: Esquema geológico de la Cordillera Pirenaica en el que se indica la posición de la Cordillera Cantábrica (tomado de VERA 2004).

En cuanto a las litologías dominantes, en el occidente de Asturias (Zona Asturoccidental-leonesa) afloran mayoritariamente materiales silíceos (pizarras, areniscas, cuarcitas) de edad precámbrica, cámbrica, ordovícica y silúrica, entre las que destacan por su extensión, las Pizarras del Narcea, y por los relieves que configura, la Cuarcita de Barrios, mientras que las rocas carbonatadas están representadas por las Calizas de Vegadeo del Cámbrico.

Además, en el occidente asturiano existen pequeños afloramientos de rocas ígneas emplazadas durante la orogenia Varisca, como son el granito de Boal, las granodioritas y gabrodioritas de Salave y Porcía, las intrusiones calcoalcalinas de Salas-Belmonte y de Infiesto, a las que hay que unir los gneises de Pola de Allande. Por su parte, en el centro y este asturiano (Zona Cantábrica) se caracteriza por una mayor presencia, junto con las rocas silíceas predevónicas, de rocas carbonatadas de edad devónica y carbonífera, como son la conocida desde antiguo como Caliza de Montaña, que se corresponde con las actuales calizas de las formaciones Barcaliente y Valdeteja, y las calizas de la formación Escalada y de la formación Picos de Europa, todas ellas del Namuriense y Westfaliense. Discordantes sobre los materiales precámbricos y paleozoicos se encuentran los depósitos de la cobertera post-varisca del Pérmico y del Mesozoico con conglomerados, areniscas, lutitas, margas, calizas y dolomías, estas últimas predominantes en el Jurásico y Cretácico entre las que se puede mencionar las calizas y margas de la formación Rodiles del Jurásico inferior y medio, y las calizas de la formación Oviedo del Cretácico superior. Los materiales cenozoicos de carácter continental corresponden básicamente a conglomerados, areniscas, limolitas, margas y calizas.

Desde el punto de vista de la Geomorfología, la región cantábrica corresponde a la unidad geomorfológica denominada Cordillera Cantábrica-Astúrica, articulada en dos unidades de relieve principales, la Cordillera Cantábrica y los Montes Galaico-Leoneses, compartimentadas en macizos, valles y cuencas (MARTÍN SERRANO 1994). La Cordillera Cantábrica conecta por su extremo suroccidental con los Montes Galaico-Leoneses a través de las sierras de Xistreo y Ancares, mientras que hacia el este llega hasta los Picos de Europa, por donde enlaza con las montañas de Cantabria. En el territorio de Asturias, esta unidad geomorfológica está constituida por una serie de alineaciones montañosas y sierras de dirección este-oeste, surcadas por cursos fluviales que discurren en su mayoría de sur a norte y dan lugar a estrechos valles que se abren progresivamente hacia el mar, para formar, en algunos casos, rías, ensenadas y valles abiertos en las zonas de desembocadura. Son varias las divisiones realizadas para explicar los rasgos geomorfológicos del relieve asturiano, aunque todas parecen coincidir en la definición de una serie de áreas con características bien definidas.

Así, Enrique Martínez García primero (MARTÍNEZ GARCÍA 1981) y Ángel Martín Serrano después (MARTÍN SERRANO 1994), definen una serie de divisiones morfológicas que de oeste a este son: las sierras occidentales con los macizos de Oscos-Degaña, Allande y Tineo sobre los materiales de la Zona Asturoccidental-leonesa, y las sierras centrales y meridionales, el reborde litoral, el escalón intermedio, la depresión longitudinal o surco prelitoral, la cuenca central, las sierras surorientales, las sierras planas y los Picos de Europa, en la Zona Cantábrica. Para estos autores son notables las diferencias entre los relieves occidentales y el resto de unidades.

En las sierras occidentales se detecta la existencia de restos de una antigua penillanura de arrasamiento continental finicretácica, desarrollada durante el Mesozoico que equivaldría a la penillanura gallega y del occidente de la Meseta y que, en el oeste asturiano, se sitúa entre los 800 y 600 m de altitud con buenos ejemplos en el macizo de Allande. Las sierras alcanzan cotas en torno a 1.000 m en el macizo de Tineo, 1.200 m en el de Allande y Oscos y 1.900 m en el de Degaña, con sucesiones de sierras alineadas según

las direcciones estructurales variscas, con predominio de las alineaciones norte-sur que condicionarán el desarrollo de la red fluvial.

El reborde litoral está caracterizado por la superficie de abrasión marina de la rasa costera que recorre toda la costa con cotas inferiores a 110 m y enlaza de forma brusca con el escalón intermedio de la zona central de Asturias situado sobre 400 m de altitud. La depresión longitudinal es una estrecha franja deprimida de 80 km de longitud desde el río Narcea al oeste de Oviedo hasta Corao al este del Sella, desarrollada sobre los materiales de la cobertera sedimentaria permo-mesozoica y cenozoica, con suaves relieves cuyas altitudes oscilan entre los 400 y los 250 m. Está atravesada por los ríos Nalón y Sella y sus respectivos afluentes, entre los que se puede destacar el río Nora con sus bellos meandros encajados en las rocas del Carbónífero y Devónico generados por sobreimpresión.

Las sierras centrales y meridionales están limitadas al oeste por el Narcea y al este por el Nalón, y son potentes alineaciones de rocas silíceas y calizas que alcanzan cotas superiores a los 2.000 m. Más hacia el este y al sur de la depresión longitudinal se encuentra la cuenca central, coincidente con la Cuenca Carbonífera central, caracterizada por la presencia de materiales rocosos poco resistentes que dan lugar a suaves relieves con elevaciones en las sierras calizas entre 1.000 y 2.000 m. Las sierras surorientales se extienden entre la divisoria sur de la cordillera, la cuenca central, la depresión intermedia y los Picos de Europa, y se caracterizan por presentar estrechas y afiladas sierras con cotas entre 600 a 2.100 m que limitan valles fuertemente encajados.

Las sierras planas se extienden entre el mar Cantábrico y la depresión longitudinal, desde la vertiente occidental del Suevo hasta el río Deva, y configuran una serie de alineaciones montañosas de dirección este-oeste y cumbres planas, con cotas que varían desde los 1.200 m en el Cuera y el Suevo hasta los 200 m en La Borbolla, que corresponden a antiguas superficies de erosión marina emergidas durante la orogenia Alpina.

Finalmente, la unidad de los Picos de Europa, situada en el extremo oriental de Asturias, está integrada por una serie de macizos montañosos de fuertes relieves y profundos encajamientos fluviales, desarrollados sobre los materiales carbonatados carboníferos, donde se alcanzan las cotas más altas de la cordillera, superiores a los 2.500 m, como son los picos Torrecerréu (2.648 m) y Naranjo de Bulnes (2.559 m). Constituyen un potente macizo calcáreo, de paisaje escarpado, producto del glaciario y la karstificación, elevado entre las depresiones del Cares y la Liébana. Al sur se divide en tres macizos diferentes, el Cornión u occidental, Los Urrieles o macizo central y Ándara u oriental, mientras que en su zona norte presenta un relieve mucho menos elevado.

Por su parte, Farías y Marquínez (1995) sintetizan las anteriores unidades geomorfológicas combinando las divisiones estructurales y características geológicas del sustrato con los principales sistemas y procesos de modelado que han actuado en la configuración del relieve asturiano. Así establecen cinco unidades principales (Figura 5): litoral y rasas costeras, subregión occidental, subregión central, cobertera mesozoico-terciaria y Picos de Europa y sierras calcáreas del oriente. Esta zonificación básicamente coincide con la anteriormente descrita, de tal modo que la subregión occidental coincide con las sierras occidentales, la subregión central con las sierras centrales y meridionales, cuenca central y sierras surorientales, los Picos de Europa y sierras calcáreas del oriente con

la unidad de mismo nombre y las sierras planas, la cobertera mesozoico-terciaria con la depresión longitudinal, y el litoral y rasas costeras con el reborde litoral y escalón intermedio. Además, sobre los Picos de Europa y las subregiones occidental y central se desarrolla la denominada unidad glaciaria, sobre la subregión occidental existe una subunidad de paleorrelieves continentales equivalentes a la superficie de erosión finicretácica antes citada, y sobre la subregión central y extremo oriental de las rasas costeras y litoral se desarrollan macizos kársticos.

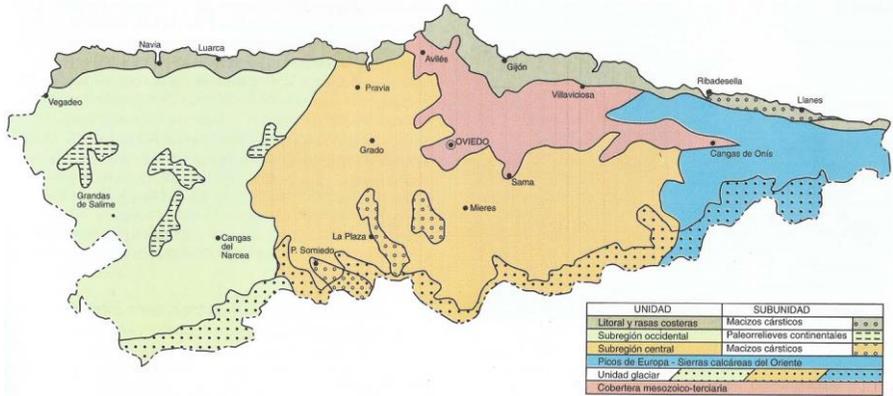


Figura 5: Esquema de las principales unidades geomorfológicas de Asturias (tomado de FARÍAS y MARQUÍNEZ 1995).

3 Principales rasgos geomorfológicos pleistocenos y su relación con las ocupaciones humanas

3.1 Glaciarismo y periglaciarismo

El glaciarismo cuaternario ha tenido un buen desarrollo en la Región Cantábrica y especialmente en el territorio asturiano, donde ha afectado a los relieves del Macizo Ibérico y de la Cordillera Cantábrica, con especial expresión en el borde norte de esta, en donde se han reconocido dos fases de avance glaciario, una sobre 50/40 ka BP y otra sobre 30/15 ka BP atribuidas a la glaciación Würm en la terminología clásica alpina (GUTIÉRREZ-ELORZA 2002). Las evidencias glaciares se encuentran por encima de los 900/1.200 m de altitud y las formas generadas más frecuentes, que actualmente se pueden identificar en el paisaje son los circos glaciares de pequeñas dimensiones, las superficies pulidas y estriadas, y las lagunas, mientras que los depósitos glaciares corresponden a tillitas, morrenas y arcos morrénicos, así como bloques erráticos. Destaca el desarrollo glaciario de Picos de Europa, con los lagos Enol y Ercina como principales exponentes, y de los montes de Somiedo con numerosos lagos glaciares de pequeñas dimensiones. Estas evidencias glaciares son el resultado de las distintas fases de enfriamiento climático que ha vivido la región en el Pleistoceno.

En estas zonas, generalmente por encima de la cota de 1.000 m, no aparecen vestigios de actividad humana paleolítica, ausencia que puede ser debida a la falta de ocupaciones humanas durante el Pleistoceno por sus características naturales, o por la intensa actividad de los fenómenos periglaciares en alta montaña y de gravedad-vertiente en cotas más bajas que pudieron arrasarse los vestigios de antiguas ocupaciones humanas. Además, entre las cotas de 500 y 1.000 m, los restos antrópicos pleistocenos que se conocen son bastante escasos, limitándose a alguna cueva con ocupación paleolítica o algún resto aislado en superficie, estando la mayor parte de los restos arqueológicos de estas etapas, en líneas generales, por debajo de la cota de 500 m.

Los fenómenos periglaciares han afectado fuertemente a los depósitos situados en laderas, donde existe un glaciario restringido a algunas zonas de la cordillera occidental y sobre todo a los Picos de Europa. Estos fenómenos periglaciares (soliflucción, crioturbación, gelivación...) son de mucha mayor amplitud e importancia, afectando notablemente al modelado de las laderas y por lo tanto de los valles, así como también a la conservación de los depósitos al aire libre y de algunos depósitos en cueva. Los efectos más notables son los producidos por la gelifracción responsable del desarrollo y la formación de numerosos canchales –de bloques, cantos y gravas angulosos– en las laderas, sobre todo del centro y oriente de la región. Otro proceso que ha afectado a los depósitos en las laderas de las montañas son la soliflucción fría o crioflucción, que afecta a los primeros centímetros de las superficies movilizando ladera abajo el escaso sustrato edáfico y los materiales más superficiales, lo que da lugar en las zonas de montaña al deslizamiento de los depósitos de vertiente ladera abajo. Este proceso también se produce a cotas más bajas asociado en vez de al frío a la alta humedad (soliflucción húmeda), cuando un depósito de ladera descansa sobre una superficie de rocas impermeables (por ejemplo, pizarras) y al saturarse en agua por la abundancia de precipitaciones o de agua de deshielo desliza sobre el sustrato impermeable. En general, estos depósitos de vertiente se encuentran orlando las sierras del territorio asturiano.

3.2 La red fluvial: valles y terrazas

En las montañas cantábricas la red fluvial tiene su origen en momentos anteriores al Pleistoceno (Oligoceno-Mioceno), asociado a los levantamientos alpinos (BERTRAND 1971), lo que condiciona la génesis de profundos cañones y valles en las montañas de Asturias y norte de León, que tienen una explicación sinorogénica, así como el desarrollo de un drenaje asimétrico con fuertes gradientes en la vertiente norte y menores encajamientos y gradientes en la sur, condicionados por el relleno de la cuenca sedimentaria del Duero (MARTÍN-SERRANO y MOLINA 2005). En la vertiente asturiana de la Cordillera Cantábrica, gran parte de la incisión de la red fluvial corresponde al Neógeno, mientras que el encajamiento pleistoceno corresponde a los cursos bajos de los ríos en cotas inferiores a los 100 m.

Los ríos del territorio asturiano rara vez alcanzan los 100 km de longitud y por lo general salvan considerables desniveles, que frecuentemente sobrepasan los 1.000 m. Aunque la red fluvial discurre de sur a norte, casi siempre en paralelo, y son muy frecuentes los pequeños cauces costeros, en las zonas occidental y central es donde se produce la mayor jerarquización de esta red, ya que el sistema fluvial del Nalón-Narcea constituye la

cuenca más extensa de toda la Región Cantábrica, y drena casi la mitad del territorio de Asturias. Esto es en parte posible a que el Nalón discurre en sentido sureste-noroeste y, casi al llegar a su desembocadura se le incorporan las aguas de otro gran río que drena gran parte del occidente de la región, el Narcea. Por ello, la capacidad erosiva y modeladora del paisaje del río Nalón es muy importante, generando un sistema de terrazas fluviales muy bien identificadas, las cuales constituyen el mejor ejemplo de este tipo en toda la región cantábrica. El profundo encajamiento de la red fluvial es muy destacable en algunos ríos que circulan por profundos cañones labrados por lo general en rocas carbonatadas como el cañón del Navia en el oeste asturiano, los desfiladeros de las Xanas y el de Penas Xuntas, ambos en la zona central en la vertiente oeste de la sierra del Aramo, o el del Cares en Picos de Europa.

En la Región Cantábrica, las terrazas fluviales son de escasa envergadura y, a veces, están totalmente desmanteladas o son inexistentes, debido a las características geológicas que favorecen el encajamiento de la red fluvial en el sustrato preexistente, discurriendo estos ríos muchas veces por relieves estructurales, lo que disminuye las posibilidades de sedimentación fluvial, y por lo tanto de conservar asentamientos humanos en este tipo de depósitos, como así sucede en otras muchas zonas. De este modo, en Asturias no hay grandes y continuos depósitos de terrazas, como sí ocurre al sur, en la cuenca del Duero, a excepción de las zonas centrales y costeras de la región, donde unos relieves más suaves han favorecido la formación de terrazas escalonadas. En estos entornos, como en los cursos bajos del Nalón, del Nora-Noreña o del Esva, por citar algunos ejemplos, se han conservado diferentes depósitos pleistocenos con industrias del Paleolítico inferior y medio. Las principales secuencias de terrazas fluviales son las siguientes:

- Río Eo. En el tramo medio del Eo, se han definido al menos dos niveles de aterramiento, uno a +35/40 m y otro a +70 m, atribuido este último con dudas al interglaciar Günz-Mindel, de la terminología clásica, en el tránsito del Pleistoceno inferior al medio (ASENSIO AMOR y LOMBARDEO RICO 1987), aunque dados los datos existentes para el registro de terrazas fluviales de la región cantábrica, puede pertenecer con más probabilidad al Pleistoceno inferior. En el estuario se han identificado varios niveles de terrazas, a +110 m, +70 m, +55/60 m, +35 m, +25/30 m, +15/20 m, +7/12 m y +1,5 m (FLOR *et al.* 1993). Se estima que durante la última fase glacial o Würm, el Eo excavó su valle hasta 64 m por debajo del nivel actual, para rellenarse posteriormente durante la fase interglaciar durante la cual se configuró el actual estuario.
- Río Porcía. En el valle de este río se han identificado 4 terrazas fluviales, que se corresponden con las siguientes alturas sobre el curso fluvial actual: +45 m, +25 m, +10/12 m y +1/3 m (GÓMEZ MIRADA 1983). La terraza de +45 m (143 m de cota absoluta) guarda relación con un depósito fluvial, de edad similar o anterior, según Gómez Miranda (1983), con retoque marino que se encuentra a +45 m en la ensenada del Porcía, al cual se le asigna una edad interglaciar (Mindel-Riss), aunque esta relación es difícil de establecer sin contar con dataciones numéricas que la confirmen. La terraza +25 se corresponde con un aporte fluvial con materiales de arrastre de vertiente (glacis-terrazza). La terraza +10/12 se asigna al Würm, ya que en la ensenada donde desemboca se ha documentado un nivel a +12 m de origen fluvial

que no ha sido alterado por el mar, por lo cual se interpreta como posterior a la última trasgresión marina, y por tanto posterior al OIS 5e (Oxygen Isotope Stage 5e). Finalmente, el nivel +1/3 m corresponde a la llanura aluvial. La red fluvial del Porcía tiene un encajamiento muy fuerte y la génesis de las terrazas tuvo lugar en un tiempo muy breve. Esto lleva a admitir una tectónica cuaternaria ya que es difícil pensar que fuese debido a la acción de la erosión normal o epigénesis (GÓMEZ MIRANDA 1983).

- Río Esva. La terraza sobre la que se asienta el nivel V de Busto está a una altitud relativa con el nivel del mar y la actual desembocadura del Esva de 60 m. Es una terraza de +60 m de un antiguo cauce, seguramente relacionado con el encajamiento del río Esva; pero habría que evaluar a qué distancia estaba el mar cuando se formó ese depósito, así como los reajustes debidos a movimientos tectónicos y eustáticas.
- Río Nalón. En este río se identifica una secuencia de terrazas bastante completa en su curso bajo, a la altura de Las Caldas (HOYOS GÓMEZ 1981, 1989). El nivel más alto se encuentra a +90/100 m y se trata de una superficie de erosión relacionada con el comienzo del encajamiento de la red fluvial, cuya edad se atribuye al Plioceno superior por su relación con la terraza fluvio-marina a +100/110 m generada por el Nalón en un primer momento tras recibir las aguas del Narcea. A continuación se describe la T1 (+80/85 m) y la T2 (+50/60 m), atribuidas al Pleistoceno inferior, la T3 (+35/40 m) del Pleistoceno inferior/medio, dos niveles atribuidos al Pleistoceno medio T4 (+24/32 m) y T5 (+15/20 m)¹, y finalmente otros dos niveles, T6 (+5 m) y T7 (+2 m), del Pleistoceno superior y Holoceno, por su relación con yacimientos del Paleolítico superior. En la zona de su desembocadura, además del nivel fluvio-marino a +100/110 m, se detectan también niveles a + 80/85 m (muy degradado) +50/60 m, +25/30 m, +15/20 m, +5/7 m y +2 m (HOYOS GÓMEZ 1981, 1989). Es de reseñar que en la desembocadura del Nalón los sondeos geotécnicos ha detectado bajo el nivel del mar actual hasta más de 20 m de sedimentos constituidos por conglomerados, arenas y limos que denotan el ascenso del nivel del mar después del Tardiglacial (HOYOS GÓMEZ 1981, 1989). Por lo general en los ríos de la red principal del Nalón, la terraza que ofrece mayores extensiones es la de +5 m. Por lo que respecta a la cabecera del Nalón, se han identificado tres niveles distintos de terrazas a +30 m, + 10 m y +3/4 m, más la llanura aluvial (JIMÉNEZ SÁNCHEZ 1999), para las que no se aportan cronologías.
- Río Trubia. En un tramo de 8 km en la cuenca media del río Trubia se documentaron siete niveles de terrazas a las siguientes cotas: +115 m, +80 m, +50-60² m, +40 m, +30 m, +5-6 m y +2-3 m (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ *et al.* 2005). En la terraza de +30 m se documentó una ocupación paleolítica relacionada con una industria achelense, a partir de la cual y de los estudios realizados sobre Paleolítico antiguo (RODRÍGUEZ

¹ Es posible que esta secuencia convenga reajustarla en la actualidad dado que muchas de sus atribuciones cronológicas se han hecho en función de los hallazgos paleolíticos, cuando regía un paradigma cronológico bien distinto al que existen en la actualidad, mediante el cual no se consideraba la existencia de cronologías elevadas para las fases achelenses y se atribuían numerosos yacimientos al denominando genéricamente "Achelense final" encuadrado en el Eemense.

² Tanto la terraza +80 como la +50-60 las podemos tratar de encajar en el Pleistoceno inferior estableciendo a partir de la correspondencia con las terrazas del Nalón, bien estudiadas, del cual el Trubia es afluente.

ASENSIO 2001) se asoció esta terraza con el OIS 5e, asignando esta cronología por comparación con los paradigmas cronológicos establecidas hasta ese momento para el Paleolítico antiguo cantábrico; esta asignación requiere una revisión.

- Sistema Nora-Noreña. En este sistema se ha identificado una terraza a +15 m que J. A. Rodríguez Asensio y M. Noval Fonseca (1999) correlacionan con la documentada en el Nalón por Manuel Hoyos (1981, 1989) y que presumiblemente tendría una edad correspondiente al Pleistoceno medio. Estos autores (RODRÍGUEZ ASENSIO Y NOVAL 1998) consideran que este nivel puede ser del final del Pleistoceno medio, y creen adecuado encuadrarlo en la transición Pleistoceno medio-superior / inicios del Pleistoceno superior (OIS 5), aunque realmente no existen datos geológicos.
- Río Sella. Se han identificado varias series de terrazas encuadradas en el siguiente esquema: llanura aluvial (T+2 m), terrazas bajas (T+4 m; T+6 m; T+8 m; T+10 m; T+12 m), terrazas medias (T+17 m; T+20 m; T+27-30 m; T+40 m) y terrazas altas (T+60/65 m; T+75/80 m; T+110 m), siendo atribuida la llanura aluvial al Holoceno, las terrazas bajas al Pleistoceno superior, las medias al Pleistoceno medio y las altas al Pleistoceno inferior y Plioceno (FERNÁNDEZ-IRIGOYEN y RUIZ-FERNÁNDEZ 2008).
- Río Cares. En este valle se han identificado hasta nueve niveles de terrazas en la zona de Arenas de Cabrales (RUIZ FERNÁNDEZ y POBLETE PIEDRABUENA 2004), atribuidas la T1 +90 m al Pleistoceno inferior, la T2 a +60 m y la T3 a + 42-50 m al Pleistoceno medio, la T4 a +20-22 m y la T5 a +14-17 m a los inicios del Pleistoceno superior (Riss-Würm), mientras que las T6 +12 m, T7 +8/10 m, T8 +6/7 m y T9 +5 m corresponderían con la última fase glaciár (Würm).

Las distintas cuencas y valles fluviales en la región, poseen un claro sentido delimitador y vertebrador del espacio, por lo que hablar de cuencas resulta una manera bastante descriptiva de abordar el análisis del poblamiento paleolítico en esta región. En el recorrido de cada valle o cuenca fluvial nos encontramos con un dominio geológico determinado – sobre todo litológico– que, entre otras cuestiones, ha condicionado la fabricación de herramientas a lo largo del Paleolítico, debido a que unos de los principales lugares de aprovisionamiento de materias primas han sido los lechos de los ríos (MONTES 2003; RODRÍGUEZ ASENSIO 1983). Esta circunstancia ha sido más marcada durante el Paleolítico inferior y medio, momento este último a partir del cual empiezan a observarse en los yacimientos materias primas alóctonas, una pauta que irá creciendo durante el Paleolítico superior, sobre todo en las fases finales de este último periodo (ÁLVAREZ ALONSO *et al.* 2013).

Por otra parte, las cuencas y valles fluviales también constituyen dominios biológicos que con un rico y variado ecosistema desde los valles de cabecera hasta la zona litoral, constituyen auténticos corredores para los distintos grupos humanos paleolíticos. En el Solutrense y Magdaleniense podremos ver, incluso, un patrón de asentamiento y uso del espacio, aprovechando las condiciones y características de cada valle, en función de la estacionalidad o de la funcionalidad (MENÉNDEZ 2003, 2012).

3.3 *La rasa litoral cantábrica, las terrazas marinas y la línea de costa*

Entre los elementos más característicos de la costa asturiana destacan las terrazas marinas, que son superficies planas, escalonadas en varios niveles, estrechas (entre 5 y 6 km de anchura media y un máximo de 17 km en cabo Peñas), alargadas y paralelas a la costa, que presentan una ligera pendiente hacia el mar y que pueden estar cubiertas por depósitos fluviales y marinos o bien carecer de ellos. Corresponden a antiguos niveles marinos elevados por diversas causas (eustáticas, isostáticas y tectónicas) y su génesis se debe a la acción erosiva del mar, responsable de la formación de una plataforma de abrasión sobre la que se han desarrollado medios fluviales e incluso lacustres, además de depósitos litorales y de vertiente, todos ellos por lo general azoicos. El nivel más alto, que es el que se conoce con el nombre de “la rasa”, se encuentra a +100/110 m sobre el nivel del mar actual y corresponde a una superficie de erosión marina que se considera como indicador del límite Plioceno-Pleistoceno en la costa cantábrica de Iberia.

A lo largo de la costa asturiana, el número de terrazas marinas identificadas varía. Así, en el occidente asturiano, entre el Eo y el Navia se han identificado varios depósitos marinos sobre en cotas que oscilan entre +45 m y +20 m aproximadamente, agrupados en dos conjuntos claramente identificados de 40/45 m y 20/25 m sobre el nivel del mar (GÓMEZ MIRANDA 1983). En esta misma zona, en la desembocadura del río Esva, se han detectado tres niveles a +25/30 m, +15/18 m y +5/6 m, mientras que en los alrededores del cabo Peñas, en la zona central, aumenta su número hasta siete con niveles a +70-80 m (dudoso), +50/60 m, +30/35 m, +15/20 m, +5/6 m, +2/2,5 m y +1,5 m, de los cuales sólo se conoce la edad de los tres últimos, atribuidos respectivamente los situados a +5/6³ m y +2/2,5 m al último interglacial y el más bajo, a +1,5 m, al Holoceno (HOYOS 1987, 1989). En la Asturias oriental, los niveles marinos antiguos se encuentran mal conservados como en Pría, donde persisten rasgos indicativos de un nivel a +25/30 m, mientras que los recientes están mejor representados a las cotas de +5/6 m, +2/2,5 m y +1,5 m en la zona de San Antolín, Cuevas del Mar y La Franca (HOYOS 1987, 1989).

En cuanto a la adscripción cronológica de estos niveles marinos los situados a +80/85 m y + 50/60 m son atribuidos al Pleistoceno inferior, los que se encuentran a +35/40 m, +24/32 m y +15/20 m se asocian al Pleistoceno medio, los situados a +5/6 m y +2/2,5 m se atribuyen al Pleistoceno superior (concretamente el nivel a +2/2,5 m se atribuye al último interglacial) y por último el nivel a +1,5 m al Holoceno, que da paso a la plataforma de abrasión actual (FLOR 2000; FLOR *et al.* 2003; FLOR y PEÓN 2004).

Sobre estas superficies existen depósitos con yacimientos arqueológicos como el de Cabo Busto (Asturias), sobre la propia rasa. Actualmente forman la comarca denominada La Marina, que en sí misma constituye una unidad del paisaje, tanto físico como económico, a lo largo de toda la Región Cantábrica.

A lo largo del litoral asturiano, existe una diferencia entre el sustrato litológico del occidente y el del centro y oriente de la región que ha condicionado en gran medida el

³ Posiblemente sea algo anterior al interglacial y haya sido recubierto por los posteriores sedimentos continentales del Würm (HOYOS 1987)

desarrollo y la conservación de la rasa costera y las terrazas marinas. En los materiales cuarcíticos del occidente, la rasa y las terrazas marinas están mejor conservadas, como así ocurre en la costa occidental entre Burela (Lugo) y el cabo Peñas (Asturias). Por ello, el paisaje de la rasa occidental asturiana es diferente a la rasa que discurre al oriente del cabo Peñas (MÉNDEZ GARCÍA 1993), caracterizándose, a su vez, por constituir un gran corredor. Por esta razón, este territorio atravesado por numerosos cauces fluviales, debió configurar durante el Pleistoceno un hábitat óptimo para las grandes manadas de herbívoros, prueba de lo cual es la existencia de numerosas evidencias de actividad humana durante las primeras fases del Paleolítico en la región: el Achelense y el Paleolítico medio antiguo. En la zona oriental existe un predominio de las calizas y por tanto de los procesos de karstificación, que hacen que las antiguas superficies de abrasión marina estén más degradadas.

En algunos casos se han localizado rasgos de actividad neotectónica afectando a la rasa, como es el caso de los depósitos pleistocenos existentes sobre la superficie de abrasión desarrollada en la cuarcita de los Cabos en la zona de cabo Busto, donde es posible observar un pliegue monoclinal asociado a dos fallas inversas que afectan a las cuarcitas, posiblemente generado por la acomodación de la cobertera a los reajustes de las fracturas del basamento (GUTIÉRREZ-CLAVEROL *et al.* 2006). También es posible observar la existencia de depósitos recientes sobre la superficie de la rasa y otras terrazas, como pueden ser conos de deyección en su contacto con las elevaciones interiores o depósitos de lagos efímeros y charchas producidas por el mal drenaje de los materiales silíceos del occidente asturiano.

La formación de las terrazas marinas está en estrecha relación con la línea de costa en cada momento, condicionada tanto por los movimientos eustáticos como por el correspondiente reajuste isostático, teniendo en cuenta además, los posibles movimientos tectónicos que han terminado de definir el aspecto actual de la rasa, su altura y el desnivel existente desde el cabo de Peñas hasta la ría del Eo. De este modo, nos quedan huellas que han sido analizadas por diferentes autores (GÓMEZ DE LLARENA y ROYO 1927; HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; ASENSIO AMOR 1970; MARY 1985a y 1985b; EDESO 1992a; CEARRETA *et al.* 1992).

Por otra parte, tras los diversos estudios existentes al respecto, sabemos que el nivel del mar sólo ha alcanzado su altura actual durante los estadios isotópicos OIS 1 (Holoceno), OIS 9, OIS 11⁴ y el subestadio OIS 5e (en este último caso, incluso hasta 6 m sobre el nivel actual, ZAZO y GOY 2000). Las apreciaciones de Manuel Hoyos para la costa cantábrica, para la cual describe unos niveles marinos a +5/6 m y a +2/2,5 m sobre el nivel actual del mar que corresponderían al último interglacial (HOYOS 1987 y 1989), nos hacen considerar para el OIS 5e un nivel del mar muy similar al actual. En la costa norte de Galicia se han estudiado algunos depósitos marinos situados entre 2 y 2,5 m, correspondientes con el OIS 5a, en los inicios de la última glaciación (ALONSO y PAGÉS 2007). La importancia de estos niveles está en la diferencia que presentan con otros similares en Cantabria, ya que estos últimos se encuentran a 2/3 m por encima. Esta situación habla de eventos de isostasia

⁴ Se estima que el nivel del mar pudo situarse entre 10 y 20 m por encima del nivel actual, siendo un periodo más cálido que el actual interglacial (ZAZO 2006).

considerables de una zona a otra de la Región Cantábrica, así como evidencia distintos fenómenos tectónicos en el oeste cantábrico, que influirían notablemente en la existencia de desniveles en la misma plataforma. En consecuencia, se supone que muchos niveles correspondientes con el OIS 5e, a una cota superior y que son difíciles de documentar, podrían haber sido desmantelados por procesos erosivos fruto de la retirada del mar (ALONSO y PAGÉS 2007), lo cual explicaría la falta de información sobre este tipo de depósitos a lo largo de toda la costa cantábrica.

El estudio de la rasa ha supuesto desde hace más de cien años una preocupación frecuentemente abordada por diversos autores, desde que Charles Barrois (1882) planteara por vez primera un origen marino para esta plataforma. Otros autores como Eduardo Hernández Pacheco (1930) se decantaron por un origen continental, e incluso otros optaron por un origen mixto (GUILCHER 1974). Por su parte, Francisco Hernández Pacheco (1949) habla de un origen fluvial para los sedimentos que se encuentran sobre estas superficies. German Flor (1983) describe siete niveles de arrasamiento, de los cuales tan sólo los últimos podrían ser puestos en relación con el Pleistoceno. Según Guy Mary (1985a, 1985b, 1992), la configuración de la línea de costa actual en el litoral asturiano se produjo durante el OIS 5a y el interglacial actual, mientras que la línea de costa a +5/6 m se habría formado durante las fases 5e y 5c. Por su parte, la línea de costa a +15/20 m tendría según este autor una datación abierta. Además, identifica cinco niveles de rasa que no han podido ser datados con exactitud. Respecto a los acantilados marinos, G. Mary (1983) habla de tres niveles bajos a alturas +35/40 m, +15/18 m y +5/6 m, siendo este último nivel asignado al Eemiense (OIS 5e). Estos niveles tendrían retoque marino, siendo los dos últimos posibles en un esquema eustático global; pero el primero, sin duda, sería fruto de una acción combinada con movimientos tectónicos que provocaran como resultado el levantamiento continental, que es evidente que se viene dando desde épocas geológicas anteriores (niveles de rasa por encima de esta cota). Para este autor, los niveles marinos superiores a 50 m podrían no ser Pleistocenos (MARY 1992).

De todo lo anteriormente expuesto se desprende que la configuración de la costa cantábrica no permaneció estable a lo largo del Pleistoceno y, sobre todo, desde el último periodo interglacial. Probablemente, el mayor descenso del nivel del mar en las costas de la Península Ibérica, y por tanto de la zona que nos ocupa, tuvo lugar hace 140 ka durante el OIS 6 o penúltima etapa glacial, donde se pudieron alcanzar descensos próximos a los 150 m. Durante la etapa siguiente, OIS 5e o interglacial Eemiense, entre 128 y 115 ka se produjo un notable ascenso del nivel del mar que llegó a superar el actual dejando testimonios colgados, como se ha visto, a +2/2,5 m en incluso a +5 m en las costas cantábricas. Con el final del Eemiense hace 115 ka se entra de nuevo en un ciclo regresivo en el que el nivel del mar va descendiendo con pequeñas pulsaciones positivas hasta alcanzar de nuevo un mínimo, próximo a los 120 m por debajo del nivel actual, durante el último pleniglacial que comprende desde el OIS 4 hasta el OIS 2 y que coincide con la glaciación Würm de la secuencia alpina clásica. A partir del final de este periodo y del inicio del Tardiglacial (GI 1, 14,7-12,9 ka cal BP) se inicia la última deglaciación que produce un ascenso lento y progresivo del nivel del mar, con la consiguiente invasión por las aguas marinas de las franjas litorales emergidas en todas las costas de Iberia, ascenso que prosigue durante el Holoceno hasta que se alcanza el nivel del mar actual.

Los máximos descensos del nivel del mar en los dos últimos máximos glaciares condujeron a la aparición de una amplia franja emergida de hasta 20 km en los máximos regresivos, prácticamente hasta el límite de la plataforma continental en la cornisa cantábrica. Esta superficie emergida constituyó un amplio corredor litoral que desapareció durante el *Eemianse*, para volver a aflorar, ligeramente más estrecho durante el último periodo glacial. Con el Tardiglacial, esa franja emergida iría disminuyendo progresivamente hasta alcanzar el estado actual durante el Holoceno.

De todo lo anteriormente expuesto se desprende que la articulación de una secuencia cronoestratigráfica para las ocupaciones humanas en el entorno de la rasa litoral asturiana durante el denominado Paleolítico antiguo (*cf.* Álvarez-Alonso y Rodríguez Asensio en este volumen) a partir de los datos geomorfológicos con los que contamos, resulta una labor extremadamente compleja. Igualmente, el estudio de las ocupaciones del Paleolítico medio y superior se encuentra limitado a los terrenos actualmente emergidos, sin que podamos evaluar de manera directa las posibles evidencias de actividad humana que tuvieron lugar durante el Pleistoceno superior en los territorios costeros actualmente sumergidos.

3.4 El karst

La zona centro-oriental del territorio asturiano se caracteriza por su relieve kárstico desarrollado a partir de un sustrato constituido principalmente por las rocas carbonatadas paleozoicas -fundamentalmente del Devónico y del Carbonífero- en la Zona Cantábrica del Macizo Ibérico y, en menor medida, por las calizas mesozoicas -del Jurásico y del Cretácico- de la depresión longitudinal y zona prelitoral oriental, materiales todos ellos que fueron elevados durante el Cenozoico por la Orogenia Alpina, configurando la Cordillera Cantábrica. Entre las primeras, hay que destacar por su mayor extensión y potencia las calizas carboníferas de las formaciones Barcaliente, Valdeteja (ambas constituyen la llamada Caliza de Montaña), Escalada y Picos de Europa, que se distribuyen siguiendo la geometría del Arco Astúrico desde la Cuenca Carbonífera Central hasta los Picos de Europa. Igualmente existe desarrollo kárstico en las calizas mesozoicas y en las rocas carbonatadas cenozoicas de la depresión longitudinal, como en los conglomerados carbonatados de la formación Posada, en los que se desarrolla la cueva del Sidrón. Entre las formas resultantes de la karstificación se identifican buenos ejemplos de lapiazes, dolinas y torcas, cañones y desfiladeros, así como importantes desarrollos subterráneos que configuran numerosas cavidades.

En la karstificación del relieve asturiano se observan tres fases correspondientes al desarrollo de un paleokarst pre-alpino, un paleokarst post-alpino o neógeno y un karst cuaternario (HOYOS GÓMEZ y HERRERO ORGANERO 1989), fases ya detectadas por Noel Llopis Lladó a mediados del siglo pasado (LLOPIS LLADÓ 1955, 1970). El primero y más antiguo se localiza en las proximidades de Avilés sobre las calizas devónicas con una edad permo-triásica. También se detecta esta fase en la sierra del Naranco, la vertiente sur de la sierra del Aramo y los Picos de Europa, sobre calizas carboníferas con desarrollo de torrecillas y una edad mesozoica. El paleokarst neógeno se reconoce principalmente en la zona costera entre Ribadesella y Llanes afectando a las calizas carboníferas y se caracteriza por el desarrollo de montículos calcáreos irregulares denominados en la zona cuetos cuya fisonomía original ha sido modificada por karstificaciones posteriores y por el desarrollo de

la superficie de la rasa, por lo que la edad de este paleokarst habría que suponerla anterior al final del Plioceno superior. También se detecta esta fase en los flancos de la sierra del Naranco y en los relieves septentrionales del Aramo. Finalmente el karst cuaternario se desarrolla en zonas de montaña, de valle y sierras interiores y en la zona costera. En las zonas de montaña destacan las grandes depresiones cerradas que se observan en Picos de Europa, denominadas jous, y los pozos de nieve. En los valles y sierras interiores la karstificación ha estado íntimamente relacionada con el encajamiento fluvial cuaternario, tanto en los macizos de rocas paleozoicas como en los materiales mesozoicos y cenozoicos. En la zona costera, los sistemas kársticos preexistentes sobre rocas paleozoicas y mesozoicas han sufrido fuertes remodelaciones durante el Pleistoceno, relacionadas con los ascensos y descensos del nivel del mar. Un buen ejemplo es el karst de Cuevas del Mar. Significativos son también los rasgos kársticos desarrollados durante el Holoceno, como el emplazamiento de potentes espelotemas o la aparición en la costa oriental de playas en el interior de dolinas y de los llamados bufones o surtidores de agua de mar impulsados por la marea y el oleaje a través de los conductos kársticos invadidos por el mar.

Gracias a la abundante presencia de litologías carbonatadas, a los procesos de elevación provocados sobre todo por la Alpina y a la karstificación de las distintas unidades calizas, contamos con una gran cantidad de cuevas y abrigos rocosos, refugios potenciales para los grupos humanos pleistocenos en las épocas más adversas. Prueba de lo cual es la gran abundancia de yacimientos de estas cronologías que existen en Asturias, fundamentalmente en el centro y oriente de la región, lugares en los que se concentran la mayor parte de estos fenómenos.

4 Geoarqueología del paleolítico asturiano

Los yacimientos paleolíticos en la Región Cantábrica se pueden clasificar en función de los distintos contextos geológicos y geomorfológicos en los que se asientan. Así, y como ya hemos visto en lo que a las ocupaciones humanas paleolíticas se refiere, se pueden dividir los tipos de yacimientos en dos grandes grupos, yacimientos al aire libre –o medios abiertos- y yacimientos en cueva –o medios de interior-. El primer grupo corresponde a los contextos fluviales, litorales y de ladera, mientras que el segundo agrupa a los yacimientos asociados a sistemas kársticos (dolinas, cuevas y abrigos). Las principales diferencias entre ambos radican en la conservación diferencial de los restos y la existencia de secuencias más o menos largas en los rellenos kársticos, mientras que los depósitos fluviales o de ladera suelen contener ocupaciones más puntuales o aisladas.

Igualmente, los depósitos arqueológicos se pueden clasificar no sólo por su contexto, sino por las características de formación del mismo, de tal modo que se pueden distinguir yacimientos generados en diferentes medios sedimentarios y yacimientos asociados a medios edáficos. Los primeros serían los yacimientos relacionados con alguno de los procesos geomorfológicos descritos. Por el contrario, en el segundo caso no se trata de procesos sedimentarios, sino que hablamos de los procesos pedogenéticos que se dan en contextos superficiales, generalmente a partir de depósitos sedimentarios previos. Mientras que en los primeros puede establecerse cierta correlación entre el estrato sedimentario y el contenido arqueológico, en los segundos se puede producir una

acumulación secular de restos antrópicos de diferentes momentos que se incorporan a la cubierta edáfica sin que se pueda aquilatar el tiempo transcurrido entre un aporte y otro.

En el territorio asturiano, entre los yacimientos situados en un contexto de ladera y al aire libre se encuentra El Barandiallu (Villabona, Llanera), con materiales del Paleolítico medio, localizado en una superficie suavemente inclinada a una cota de +26/27 sobre el río Aboño, encima de materiales arcillosos triásicos, originalmente interpretado como un depósito de glacia-terrazza (ESTRADA GARCÍA y JORDÁ PARDO 2004) pero que las recientes investigaciones permiten asociarlo a un medio edáfico desarrollado en una ladera de suave pendiente. Englobado en un depósito de ladera se encuentra el yacimiento del Paleolítico medio de Bañugues (Gozón) que contiene materiales arqueológicos transportados por procesos de soliflucción procedentes de un emplazamiento anterior, situado a una cota superior (HOYOS 1974; RODRÍGUEZ ASENSIO y FLOR RODRÍGUEZ 1980). También son relativamente abundantes los yacimientos del Paleolítico inferior y medio, asociados a depósitos de terrazas fluviales, como los casos de Busto V (Valdés), Paredes (Siero) y Llagú (RODRÍGUEZ ASENSIO 1983, 2001; RODRÍGUEZ ASENSIO y NOVAL FONSECA 1998).

Los yacimientos en cuevas y abrigos están bien representados en el territorio asturiano. En este contexto geológico existen numerosas cavidades con restos paleontológicos y arqueológicos cuya cronología comprende el final del Pleistoceno medio y predominantemente el Pleistoceno superior. De oeste a este son reseñables las cuevas de La Paloma, Cueva Oscura de Ania, El Conde, Las Caldas, La Lluera, Entrefoces, La Viña, El Sidrón, Cova Rosa, El Cierro, Tito Bustillo, Los Azules, El Buxu, La Güelga, Cueto de la Mina, La Riera, Balmori, Los Canes, Coímbre y Llonín, entre otras. Tras los estudios pioneros de N. Llopis Lladó, la geología de varios de estos yacimientos fue estudiada por M. Hoyos en el último cuarto del siglo pasado (HOYOS GÓMEZ 1972-1973, 1979, 1980, 1981a, 1981b). Este autor estableció una secuencia cronoclimática en función de las variaciones de temperatura y humedad detectadas a partir del estudio de los procesos sedimentarios y postsedimentarios identificados en cinco yacimientos kársticos del centro y este de Asturias (La Paloma y Sofoxó -Las Regueras-, Las Caldas -Oviedo-, Cova Rosa y La Lloseta o Cueva del Río -Ribadesella-), definiendo diversos procesos sedimentarios y postsedimentarios que asocia a diferentes características climáticas:

- Procesos sedimentarios ligados a condiciones climáticas frías y de humedad variable: gelifracción; soliflucción fría; arroyada difusa; disolución; removilizaciones y aportes eólicos.
- Procesos postsedimentarios de clima frío: gelifracción secundaria; soliflucción; crioturbación y disolución.
- Procesos sedimentarios de clima templado (independientemente del grado de humedad): coladas de barro; coluvionamiento; actividad fluvial; arroyada; aportes eólicos; disolución y formación de coladas estalagmíticas.
- Procesos postsedimentarios: formación de suelos de alteración y concreciones calcáreas.

Esta secuencia comprende los últimos momentos del Pleistoceno superior (OIS 2), incluyendo el interestadio Würm III-IV y la totalidad del Würm IV de la cronología alpina, y los momentos iniciales del Holoceno (OIS 1), aproximadamente ente 20 ka BP y 8 ka BP. La secuencia se articula en seis fases de sedimentación con distinto significado climático, si bien el estudio alcanza hasta el comienzo del Holoceno (HOYOS GÓMEZ 1981b):

- Fase Würm III-IV: clima templado y húmedo sin indicadores de clima frío, con predominio de los procesos de arroyada difusa, inundación fluvial y reactivación kárstica, existiendo al final de la misma, fenómenos de alteración.
- Fase Würm IV Asturias I: ruptura con las condiciones climáticas anteriores, pasando estas a ser paulatinamente más frías, con un grado de humedad mayor en sus zonas inicial y final frente a la zona media, donde se registra el momento más frío de la secuencia.
- Fase Würm Asturias II: predominio de los procesos de gelifracción, junto con la arroyada difusa y la inundación fluvial, probablemente debida al deshielo estacional.
- Fase Würm IV Asturias III: continúan las condiciones climáticas frías, sin los rigores de la anterior, con tres subfases: una primera fría y ligeramente húmeda con gelifracción y soliflucción; otra fresca y muy húmeda donde se observan procesos de inundación, erosión y formación de espeleotemas y, una última, fría y húmeda con procesos de caracterizada por la gelifracción.
- Fase Würm IV Asturias IV: clima fresco y húmedo con procesos de inundación, desbordamientos y erosión.
- Fase Würm IV Asturias V: retorno de las condiciones frías que alcanzan su mayor representación en la zona media mientras que en las zonas inicial y final, destaca el mayor grado de humedad (procesos de gelifracción y arroyada difusa).

En el Holoceno, M. Hoyos observa unas condiciones más templadas y húmedas con inundaciones y aportes de arroyada difusa, que pasan a ser más secas al final de la secuencia con desarrollo de procesos de alteración (HOYOS GÓMEZ 1981b)

Posteriormente M. Hoyos incorporó nuevos yacimientos a sus estudios, como La Viña y La Lluera (Oviedo), Entrefoces (Morcín), El Sidrón (Infiesto) y Llonín (Peñamellera Baja), a la vez que colaboró con otros investigadores en varios yacimientos de la Región Cantábrica.

5 La secuencia cronoestratigráfica

Resulta difícil establecer una secuencia cronoestratigráfica para las ocupaciones humanas paleolíticas del Pleistoceno asturiano debido básicamente a la información fragmentaria de la que se dispone. En esta circunstancia confluyen diversos factores. En primer lugar y por el momento, carecemos de amplias secuencias estratigráficas que abarquen la totalidad del Pleistoceno medio y superior. Además, la propia evolución del depósito (por ejemplo, debido a procesos postdeposicionales) puede generar hiatos sedimentarios que restringen la secuencia. A estos hiatos se les unen, cuando hay una

deficiente conservación de los restos, los derivados de los estudios paleoambientales (fauna y flora). Por último, y no por ello menos determinante, carecemos de series continuas de cronología absoluta por variados motivos. Ante las limitaciones propias de los métodos de datación, disponemos de pocas fechas numéricas de los OIS 5, 4 e inicios del 3. No obstante, las recientes mejoras aplicadas en estos métodos, como en el caso de la ultrafiltración en las dataciones de ^{14}C , están permitiendo ampliar el rango de las dataciones.

A pesar de esto, con la selección de aquellas dataciones absolutas y de la información derivada de la secuencia cultural de los depósitos arqueológicos que ofrecen más garantías, está siendo posible articular una secuencia cronoestratigráfica. Evidentemente, disponemos de más datos de los OIS 3 y 2. Los referentes culturales proceden en su mayoría de las cuevas y abrigos, mientras que para las fechas radiocarbónicas hemos empleado la base de datos Radiocarbon Palaeolithic Europe Database -v14- (Universidad de Leuven, Bélgica) (VERMEERSCH y BOON en línea). Esta base proporciona 230 fechas (tanto convencionales como AMS) para los yacimientos asturianos del Pleistoceno superior y comienzos del Holoceno. De todas estas fechas, sólo se han considerado aquellas que cumplen con los requisitos de representatividad arqueológica (65 son AMS y 90 convencionales). El método de calibración empleado ha sido CalPal 2007 Hulu (*software* CalPal, versión 2013) (WENIGER y JÖRIS 2004, 2008) que permite obtener las curvas de probabilidad acumulada de las fechas consideradas y su comparación con diferentes *proxies* paleoclimáticas. En este caso, se ha realizado una comparación general de los dos grupos de fechas radiocarbónicas (^{14}C convencional y ^{14}C AMS) con la curva $\delta^{18}\text{O}$ GISP2 Hulu Age Model (GROOTES *et al.* 1993; MEESE *et al.* 1994; WANG *et al.* 2001), basada en los *Greenland Events* (BJÖRCK *et al.* 1998), con objeto de situar las ocupaciones humanas de los últimos 50 ka en la escala cronoestratigráfica de la segunda mitad del Pleistoceno superior (Figura 6).

Del análisis de la curva de probabilidad acumulada correspondiente a las fechas AMS calibradas a dos δ (máxima probabilidad) se desprende que los niveles datados se situaron en los estadios isotópicos OIS 3 y OIS 2 del último pleniglacial pleistoceno y continuaron haciéndolo durante los primeros años del OIS 1 u Holoceno hasta superar el evento frío 8.2. Los niveles más antiguos se depositaron durante el OIS 3, entre el límite del alcance del radiocarbono hasta momentos antes al evento de Heinrich H3, en un marco climático con alternancias de pulsaciones frías y templadas. Estos niveles corresponden a ocupaciones neandertales asociadas a industrias del Paleolítico medio final y a las primeras ocupaciones de los humanos anatómicamente modernos, con evidencias arqueológicas del Auriñaciense. Al final del OIS 3, se observa una significativa ausencia de niveles datados en la curva AMS, entre el H3 y el inicio del Último Máximo Glacial, mientras que en la curva de probabilidad acumulada de las fechas convencionales este vacío es más corto pues existen niveles datados a partir del inicio del H3, coincidiendo con el *Greenland Stadal* 3 (GS 3), de características marcadamente frías. En ambas curvas se observa cómo existen niveles datados durante todo el OIS 2, incluyendo el Último Máximo Glacial, el interestadio Tardiglacial o *Greenland Interstadial* 1 (GI 1) y el episodio frío del Dryas reciente o *Younger Dryas* (GS 1), que corresponden a ocupaciones del Solutrense, Magdalenense y Aziliense.

Ya en el Holoceno u OIS 1 tiene lugar el emplazamiento de depósitos con materiales del Asturiense, en torno al evento 8.2.

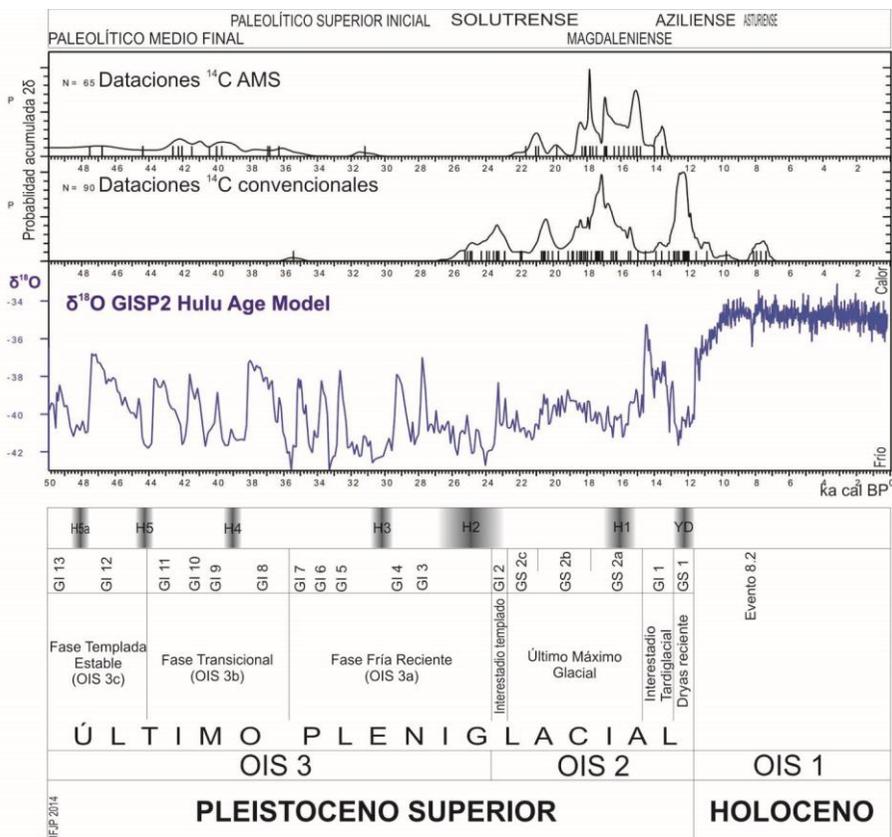


Figura 6: Cronostratigrafía de los depósitos del Pleistoceno superior final de Asturias a partir de las curvas de probabilidad acumulada de las fechas radiocarbónicas (AMS y convencionales) obtenidas en niveles arqueológicos de yacimientos kársticos. La calibración se ha realizado mediante la curva de CalPal 2007 Hulu utilizando el *software* CalPal (versión 2013) (WENIGER y JÓRIS 2004, 2008). Se comparan con la con la curva $\delta^{18}O$ GISP2 Hulu Age Model (GROOTES *et al.* 1993; MEESE *et al.* 1994; WANG *et al.* 2001).

No obstante, estas cronologías aquí apuntadas hay que tomarlas con precaución, pues son el resultado de un análisis general a partir de las fechas radiocarbónicas manejadas. A este respecto existen trabajos más detallados en los que se analizan con en profundidad las fechas radiocarbónicas del Paleolítico medio y superior en el contexto cantábrico y se establecen los límites y transiciones entre los diferentes tecnocomplejos, a los cuales nos remitimos (AURA y JORDA 2009, 2012; AURA *et al.* 2012; CALVO y PRIETO 2012; FORTEA *et al.* 2010a, 2010b; SANTAMARÍA y RASILLA 2013).

6 El contexto paleoambiental

El inicio del Pleistoceno superior coincide con un periodo interglaciar (OIS 5e o *Eemense*) caracterizado por unas temperaturas globales superiores a las que disfrutamos en el actual interglaciar (Holoceno), aunque también se produjeron pequeñas oscilaciones climáticas dentro de él. La transgresión marina que se produjo como consecuencia de un mayor deshielo, cubrió diversas zonas costeras, situación que afectó a la evolución geomorfológica del litoral cantábrico (NONN 1966; MARY *et al.* 1977; ZAZO 1999; etc.).

Por el momento, no disponemos de información paleobotánica en Asturias sobre este interglaciar y los referentes de la Región Cantábrica, además de ser escasos, se concentran en el sector oriental del Cantábrico. A la escasez de depósitos se añade el problema que plantea el establecimiento de la cronología de estas estructuras edáficas, aunque en el caso de los contextos arqueológicos la referencia cultural puede aportar una datación indirecta, así como su correlación con otros registros paleoambientales.

Las óptimas condiciones paleoclimáticas de este OIS favorecieron un gran desarrollo de la cubierta forestal, en la que predominaban las especies caducifolias y/o termófilas. En el sector oriental del Cantábrico (País Vasco), bien por las características geoestratigráficas, industriales, y/o cronológicas (directas o indirectas), solo en cuatro casos tenemos una adscripción al interglaciar *Eemense*: el depósito de Anzarán -estuario del Bidasoa, Gipuzkoa (EDES0 *et al.* 1989; EDES0 y MUJKA 2005)-, Sierra de Aloña-Aizkorri -Oñati, Gipuzkoa (GONZALEZ *et al.* 1988)-, cueva de Lezetxiki II -Arrasate, Gipuzkoa (CASTAÑOS *et al.* 2011)- y cueva de Arlanpe (Lemoa, Bizkaia -IRIARTE-CHIAPUSSO 2013a-). Destaca la diversidad taxonómica de las especies vegetales, tanto arbóreas (robles, encinas, fresnos, avellanos, alisos, tilos, hayas, nogales, castaños etc.), arbustivas como herbáceas, que junto a la presencia de carpe (*Carpinus*), es otro de los elementos característicos de este periodo.

El inicio del último periodo glacial, denominado Prewürm, se caracteriza por una sucesión de fases frías (OIS 5d y 5b) y atemperadas (OIS 5c y 5a) que culminan en un estadal de frío extremo (OIS 4).

La principal fuente de información paleobotánica del Cantábrico tuvo su origen en la dinámica de la línea costera. Una vez que las óptimas condiciones del interglaciar *Eemense* desaparecen y comienza a producirse el deterioro climático del Prewürm, el nivel del mar desciende, favoreciendo la formación de humedales en las zonas litorales. Algunos de los niveles orgánicos formados en ellos, se han conservado hasta nuestros días, convirtiéndose en importantes registros de estos periodos. No obstante, la discontinuidad estratigráfica, la erosión y las dificultades existentes a la hora de datar estos niveles condicionan los datos obtenidos.

En la Región Cantábrica, durante los interestadios prewürmienses, parece ser que no existió una degradación importante de la cubierta forestal, sobre todo en las zonas más favorecidas por la influencia oceánica (GÓMEZ-ORELLANA 2002). Evidentemente, la dinámica de los diferentes taxones arbóreos refleja la sucesión de fases de deterioro y mejoría climática de este periodo. El abedul (*Betula*), roble (*Quercus robur* tp.), haya

(*Fagus*) y/o carpe (*Carpinus*) son sus principales representantes, aunque resulta relevante la expansión del haya, contraria a la dinámica del carpe que irá disminuyendo progresivamente. La diversidad taxonómica es destacable, y taxones como *Corylus*, *Acer*, *Alnus*, *Pinus*, *Arbutus*, *Castanea* o *Juglans*, también están presentes de un modo más o menos continuo. Esta variedad y predominio de las especies caducifolias diferencia a la Región Cantábrica frente a otros registros del ámbito mediterráneo y continental de Europa, donde las gimnospermas (fundamentalmente *Pinus*, *Abies* y *Picea*) se equiparan, o incluso superan, a los elementos caducifolios (RAMIL-REGO *et al.* 2005-2006).

El registro polínico del nivel más antiguo (I) del depósito costero de Area Longa (Foz, Lugo) se adscribe al OIS 5c (GÓMEZ-ORELLANA *et al.* 2007). Esta zona geográfica, fue una en las que se formaron humedales en su entorno. En este nivel (> 49.000 BP), se diferencian tres zonas polínicas. La más antigua, manifiesta una tendencia descendente de los dos principales componentes de esta importante masa forestal (*Quercus robur* tp. y *Alnus*). En la zona polínica 2, aunque los valores porcentuales de polen arbóreo no varían significativamente (AP: >80 %), el abedul es el taxón dominante, siendo en la zona 3 cuando se detecte una regresión del bosque indicadora de un deterioro de las condiciones climáticas.

En la costa oriental de Asturias (bahía de Mendía) se han estudiado diversas series sedimentarias ubicadas en la playa de La Franca (MARY *et al.* 1975, 1977; GÓMEZ-ORELLANA 2002). La secuencia del perfil Franca III también refleja un claro predominio del bosque en el entorno de este sitio (> 35.000 BP). Al inicio del nivel VI, el aliso se impone entre los componentes del estrato arbóreo. No obstante, inicia una dinámica descendente que se consolida en la segunda zona polínica, donde el abedul toma el relevo (los valores de polen arbóreo siguen siendo elevados aunque menores que en la zona inicial). En el nivel más reciente (IV), la masa forestal se recupera gracias al aumento del avellano (AP >70%). A pesar de la extensión que las formaciones boscosas tienen en este registro, posiblemente la zona polínica 2 refleje una corta fase estadal. La correlación de este nivel de La Franca con el nivel I de Area Longa, y con la dinámica de *Fagus* en otras zonas europeas, enmarcarían este perfil de La Franca en el OIS 5a (GÓMEZ-ORELLANA 2002).

Tras este último episodio de mejoría climática (OIS 5a) se desarrolla el primer periodo de frío extremo (OIS 4). La vegetación herbácea-arbustiva (*Ericaceae* y *Poaceae*) dominaba el entorno del depósito de Area Longa (nivel II). Sin embargo, la distribución y dinámica de ciertos taxones (dominio de brezos y gramíneas, escasa presencia de especies estépicas como artemisia, presencia de especies arbóreas termófilas y/o mesófilas, etc.) sugieren que a pesar de la importante disminución de temperatura, el grado de humedad fue mayor que en otras regiones europeas y que existían algunos lugares donde las especies menos resistentes al frío encontraron refugio (GÓMEZ-ORELLANA 2002).

El aspecto definitorio del siguiente estadio isotópico (OIS 3) es su complejidad. A lo largo de todo el Pleistoceno Superior, la evolución climática presenta una alternancia entre fases de mejora y deterioro climático de mayor o menor intensidad (eventos Heinrich, Dansgaard-Oeschger, ciclos Bond), pero es en este periodo cuando este proceso se acentúa. Además del interés que tiene desde el punto de vista paleoambiental, durante este periodo

se produce la transición entre el Paleolítico medio y el superior. Hasta este momento, los neandertales fueron los únicos habitantes de la Región Cantábrica quienes, desde el inicio del Pleistoceno Superior, vivieron bajo las benignas condiciones climáticas de un interglaciario, se adaptaron a los cambios paisajísticos del Prewürm y sobrevivieron a la crudeza climática del OIS 4. A lo largo del OIS 3, desaparecen del planeta y un nuevo tipo humano ocupará el territorio.

En general, las condiciones climáticas fueron menos severas que las del estadio isotópico anterior (OIS 4). En las fases de mejoría, la cubierta arbórea se recupera pero sin alcanzar la expansión de los interestadiales prewürmienses, manteniendo el predominio las especies herbáceas-arbustivas. Dentro de esta compleja dinámica, la persistencia de taxones arbóreos mesófilos y un mayor grado de humedad, siguen caracterizando al ámbito cantábrico, sobre todo en aquellas áreas donde la influencia oceánica es más significativa. Aspectos como los problemas para conseguir dataciones absolutas (límite cronológico del método de C14), la variabilidad de respuestas por parte de los diferentes territorios de la Región Cantábrica ante la dinámica paleoclimática o la existencia de hiatos sedimentarios y/o polínicos, dificultan enormemente la correlación de los registros. No es fácil definir la sucesión de las fases climáticas de este periodo, aunque en el NW de la Península Ibérica (partiendo de datos gallegos y portugueses) se ha podido establecer la siguiente seriación (GÓMEZ-ORELLANA 2002): Xistral I (estadial), Fazouro I (interestadial), Xistral II (estadial), Fazouro II (interestadial), Xistral III (estadial) y Baixo Miño (en este momento desaparece *Carpinus* de los registros cantábricos).

Otra particularidad de estas oscilaciones es la duración de la misma, produciéndose cambios significativos en relativamente poco tiempo. Un ejemplo de ello, lo encontramos en el yacimiento arqueológico de Labeko Koba (Arrasate, Gipuzkoa), donde en unos mil años se pasa de un paisaje en el que hay taxones caducifolios como *Corylus*, *Quercus t. robur* y *Castanea*, en su reducido estrato arbóreo (nivel IX inferior - Castelperroniense) a unas condiciones climáticas muy severas bajo las que mamuts, rinocerontes lanudos, renos, glotones y marmotas vivían en un paisaje vegetal con muy pocos árboles (pinos) en el que aparecen taxones de carácter estépico como *Ephedra* y *Artemisia*. Esta alternancia de situaciones también se manifiestan en las sucesivas ocupaciones auriñacienses (IRIARTE 2000; WOOD *et al.* 2014).

Para el periodo final de este OIS, la información procede de niveles arqueológicos adscritos al Gravetiense. Entre el 30.000 y 25.000 BP, los paisajes abiertos, asociados a unas condiciones climáticas frías, son una constante en todos los registros, aunque como es lógico con matices (IRIARTE-CHIAPUSSO y MURELAGA 2013). En esta limitada cubierta arbórea *Pinus* es el elemento más destacable, al que en menor representación suelen acompañar *Juniperus* y/o *Betula* -por ejemplo, cuevas de Aitzbitarte III (IRIARTE-CHIAPUSSO 2011) y El Mirón-. En ocasiones, en este entorno medioambiental abierto y más bien frío, al igual que en periodos precedentes, algunos taxones caducifolios mantienen una presencia discontinua (cueva de Amalda).

Dentro de los depósitos arqueológicos disponemos de información procedente de dos asentamientos gravetienses situados al aire libre, en zonas geográficas muy diferentes:

Ametzagaina (Donostia, Gipuzkoa) (TAPIA *et al.* 2009; CALVO *et al.* 2012) y Mugarduia Sur (Sierra de Urbasa, Navarra) (IRIARTE-CHIAPUSSO 2013b). En ellos, los taxones caducifolios predominan en su cubierta forestal, aspecto distintivo frente al resto de los registros. Sin embargo, a la hora de correlacionar ambas secuencias, la ausencia de dataciones numéricas se convierte en un importante condicionante, aunque en el caso de Mugarduia Sur, las zonas polínicas 1 y 2 probablemente son posteriores a 25.000 BP.

Durante este periodo, tiene lugar el comienzo de la retirada de los glaciares en Picos de Europa (alrededor del 40.000 BP), favoreciendo la formación de lagos que se alimentan con las aguas de fusión. Este proceso es el origen del lago de Enol (1070 m.s.n.m.), el cual hacia el 38.000 BP ya era un lago ubicado en las proximidades del glaciar. La reducida información paleobotánica disponible refleja, en el entorno de Enol, la existencia de un paisaje abierto y estépico que se desarrolló bajo unas condiciones muy frías y secas (VALERO-GARCÉS *et al.* 2010). En este mismo período, la actual Depresión de Comeya también era un lago que recibía las aguas de drenaje procedentes de la fusión del hielo. A pesar de los problemas de conservación esporopolínica, la secuencia de la Depresión de Comeya, refleja la variabilidad paleoclimática del OIS 3, que evoluciona de unas condiciones relativamente estépicas (hace unos 40.000 años), a una mejora climática que permite el desarrollo del estrato arbóreo (*Pinus*, *Betula*, *Corylus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Salix*, y/o *Quercus robur* tp.), y a la que sucede una nueva regresión de las condiciones paleoambientales (RUIZ-ZAPATA *et al.* 2002)

Tras este complejo OIS, se produce el segundo periodo de progresión glaciar del Pleistoceno superior (OIS 2) registrándose un importante avance latitudinal de las masas de hielo, tanto en la superficie del océano, como sobre los continentes cuyo máximo alcance se sitúa en torno al 20.000 BP. La intensificación de los procesos de morfogénesis provocó la decapitación o el sellado de las secuencias limnéticas litoral-sublitorales, que registraron de forma más o menos continua periodos precedentes, constituyendo así el límite superior de estos espectros (RAMIL-REGO *et al.* 2005-2006). Por esta circunstancia, la información paleobotánica de este periodo procede fundamentalmente de contextos arqueológicos donde, durante las últimas ocupaciones gravetienses, hay indicios de un recrudescimiento del clima.

A lo largo del Solutrense, la primera característica común a todos los depósitos es el importante dominio de los paisajes abiertos, donde gramíneas y brezos mantienen destacadas dinámicas, incluso en los momentos de mayor recrudescimiento climático. En estos periodos, que suelen ir acompañados de un descenso de la humedad, es cuando generalmente las compuestas aumentan, llegando a superar a las gramíneas. Pero el descenso de la humedad parece ser que no fue lo suficientemente destacado como para permitir la expansión de los taxones estépicos (GARCÍA-IBAIBARRIAGA *et al.* 2012). Las comunidades vegetales mantienen dinámicas similares de adaptación ante la sucesión de estadales/interstadiales que también conforman este frío periodo isotópico. Un ejemplo de ello, es la secuencia solutrense de la cueva de La Riera (Posada de Llanes, Asturias). En el nivel 4, existe un paisaje abierto en el que el brezal tiene una importante presencia, mientras que en su reducida cubierta arbórea (inferior al 7 %) tiene como principales componentes al pino, enebro y avellano, aunque entre la vegetación de ribera también

aparecen aliso y sauce. No obstante, estos taxones caducifolios (3) desaparecen en la muestra más reciente del siguiente nivel (8), lo que unido a la dinámica del resto de los componentes de este registro, reflejan un deterioro de las condiciones climáticas que limita aún más el territorio del bosque (*Pinus* y *Juniperus*). A partir del nivel 9 se detectan unos periodos de mejoría climática (niveles 9, 13, 14 –muestra superior- y 16: 18200 ± 610 BP-) en los que progresivamente el estrato arbóreo aumenta su extensión. Aunque sus valores porcentuales no llegan a superar el 10 %, en estos momentos los taxones caducifolios (avellano, abedul, aliso y sauce) se recuperan y *Quercus ilex* aparece en la secuencia. No obstante, entre estos periodos existen pulsaciones de regresión de las condiciones climáticas, como sucede en el nivel 10 (19820 ± 390 BP) o en la base del nivel 14 (LEROI-GOURHAN 1986). La prácticamente ausencia de registro polínico de la secuencias del lago de Enol y de la Depresión de Comeya se asocian al recrudescimiento climático que define a este periodo (RUIZ-ZAPATA *et al.* 2002; VALERO-GARCÉS *et al.* 2010).

La fase final del Estadio Isotópico 2, denominada Tardiglacial, es un periodo de transición hacia el interglaciar Holoceno, marcado por la retirada del Frente Polar hacia latitudes más altas. Esta última fase de la glaciación Würm, tampoco fue homogénea existiendo dos fases estadiales (Greenland Isotope Stadial 2 y Greenland Isotope Stadial 1) y una interestadial (Greenland Isotope Interstadial) en la que se han definido diversas fluctuaciones climáticas (BJÖRCH *et al.* 1998; RASMUSSEN *et al.* 2008). En líneas generales, la fase más antigua del Tardiglacial (GS-1 o Dryas antiguo) se define por unas condiciones climáticas adversas bajo las cuales aumentan los paisajes abiertos con escasa representación arbórea. Los elementos estépicos tienen mayor presencia en las zonas con menos influencia oceánica y en altitudes relativamente elevadas (Lago de Ajo –Sierra del Cornón, 1.570 m.s.n.m.-). La mejora existente durante el Interestadio Tardiglacial (GI-1) permite un claro avance de los taxones meso-termófilos y de la cubierta forestal, aunque en ocasiones se registran ciertos momentos de deterioro climático como el Older Dryas (Lago de Ajo –MCKEEVER 1984; WATTS 1986; MUÑOZ-SOBRINO 2001-). El Greenland Isotope Stadial 2 o Dryas Reciente, constituye el último coletazo del frío glaciar. Sin embargo, no fue tan intenso como el estadal anterior, permitiendo que en determinadas zonas biogeográficas, persistan elementos meso-termófilos. Un ejemplo de ello, lo encontramos en el lago de Enol, donde junto a los pinos y abedules que dominaban en el estrato arbóreo (AP: 30-35%), también había robles caducifolios, avellanos, sauces y hayas. No obstante la regresión de las condiciones climáticas (periodo frío y relativamente árido) se observa en la dinámica de otros elementos de carácter estépico, como por ejemplo *Artemisia* (MORENO *et al.* 2011).

No queremos finalizar esta breve exposición sin recordar al lector que la configuración de la Región Cantábrica genera una diversidad de zonas biogeográficas que enriquecen la variabilidad paisajística. Asturias es un claro ejemplo de ello donde las zonas litoral y sublitoral, con una influencia directa oceánica y cotas altitudinales bajas, contrastan con la zona de las montañas interiores o Cordillera Cantábrica (notable disminución de la influencia oceánica y elevadas altitudes) constituyendo las sierras y valles interiores la interconexión entre la zona sublitoral y la montaña. La evolución de las distintas comunidades vegetales a lo largo del Pleistoceno superior también estuvo directamente relacionada con el modo en que las dinámicas paleoclimáticas globales se reflejaron en

cada territorio (circunstancia evidenciada en las diferencias que se pueden observar en registros paleoambientales sincrónicos). En general, durante los episodios estadales (dominio de las formaciones herbáceas-arbustivas), el mayor desarrollo de los elementos de carácter estépico tiene lugar en las zonas montanas, sobre todo en las vertientes más continentales. Sin embargo, en las zonas litoral y sublitorales, las dinámicas de gramíneas y brezos junto a la reducida proporción de elementos estépicos, nos indican el mayor grado de humedad que existía en ellas. Asimismo, en los valles ubicados en estas zonas, probablemente se localizarían las áreas de refugio de las formaciones planocaducifolias (MUÑOZ-SOBRINO 2001; GÓMEZ-ORELLANA 2002; RAMIL-REGO *et al.* 2005-2006). El avance de la cubierta forestal (cuantitativa y cualitativamente) que caracteriza los episodios de mejora climática, se aprecia en los diferentes territorios, aunque una vez más, es en las zonas de mayor influencia oceánica donde más destaca este proceso.

7 Conclusiones

Las ocupaciones humanas que han tenido lugar en Asturias, estuvieron condicionadas por la fisiografía del terreno, derivada de unas determinadas características geológicas y geomorfológicas, que obligaron a los grupos humanos cazadores-recolectores a adaptarse a los variados y diferentes ecosistemas de la región, así como a la evolución y características climáticas sufridas a largo del tiempo. Los diferentes planteamientos de ocupación del territorio y las distintas estrategias económicas desarrolladas, dependen en gran medida de la variedad y características de los ecosistemas que se han ido sucediendo en el norte peninsular a lo largo del Cuaternario. Por esta razón, es necesario ofrecer este contexto geológico, geomorfológico y climático, como introducción necesaria y contexto obligatorio para enmarcar el Paleolítico regional. Es obvio que la conducta humana no viene dada por un estricto determinismo ambiental, sino que existe una innegable tradición cultural, así como un fuerte y consolidado entramado social entre los grupos cazadores-recolectores pleistocenos que queda patente en la riqueza, variedad y homogeneidad de sus innovaciones tecnológicas y de sus distintas manifestaciones de cultura material. No obstante, los grupos humanos paleolíticos debieron adaptarse a distintos medios y características ecológicas a lo largo del Pleistoceno, encontrando unos lugares y entornos más óptimos y adecuados que otros. La continuidad poblacional en el Pleistoceno superior cantábrico y la abundancia de yacimientos en la región, sugieren que este territorio ofreció unas buenas posibilidades para el desarrollo de los modos de vida cazador-recolector, con respecto a otras regiones. La explicación a estas óptimas condiciones, dentro del marco climático para el final del Pleistoceno medio y durante el Pleistoceno superior, se encuentra en las características específicas que la variedad geológica y geomorfológica ofrece para la existencia de variados y ricos ecosistemas dentro un espacio geográfico limitado.

8 Bibliografía

- ALONSO, A. y PAGÉS, J. L. (2007): Stratigraphy of Late Pleistocene coastal deposits in Northern Spain. *Journal of Iberian Geology*, 33 (2): 207-220.
- ÁLVAREZ-ALONSO, D. (2014): First Neanderthal settlements in northern Iberia: The Acheulean and the emergence of Mousterian technology in the Cantabrian region. *Quaternary International*, 326-327: 288-306.
- ÁLVAREZ-ALONSO, D., ANDRÉS HERRERO, M. de y ROJO HERNÁNDEZ, J. (2013): La captación de materias primas líticas durante el Paleolítico en el oriente de Asturias, y su caracterización litológica en la cuenca de los ríos Sella y Cares (Asturias, España). En Baena, R., Fernández, J. J. y Guerrero, I. (eds.): *El Cuaternario Ibérico: investigación en el s. XXI*. VIII Reunión de Cuaternario Ibérico: 296-299
- ARAMBURU, C. y BASTIDA, C. (eds.) (1995): *Geología de Asturias*. Ediciones Trea. Gijón.
- ASENSIO AMOR, I. (1970): Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astúrica en relación con las oscilaciones glacio-austáticas. *Estudios Geológicos* 26: 29-91.
- ASENSIO AMOR, I. y LOMBARDERO RICO, J. M. (1987): Contribución al estudio de terrazas fluviales en el valle del Eo (Lugo). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 11: 31-36.
- AURA TORTOSA, J.E. y JORDÁ PARDO, J.F. (2009): Las dataciones radiocarbónicas al Sur de los Pirineos. Notas sobre Cronología, y Secuencia arqueológica entre el Último Máximo Glacial y el inicio del Holoceno (21.000 – 10.000 cal. BP). En: J.M. Fullola y M. Cura (Eds.), *Els Pirineus i les àrees circumdants durant el Tardiglacial. Mutacions i filiacions tecnoculturals, evolució paleoambiental. (16000-10000). Homenatge al professor Georges Laplace*. XIV Col·loqui Internacional d'Arqueologia de Puigcerdà. Institut d'Estudis Ceretans. Puigcerdà, 81-103.
- AURA TORTOSA, J.E. y JORDÁ PARDO, J.F. (2012): Solutrenses del sur de Iberia en transición. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Nueva época, Prehistoria y Arqueología*, 5: 149-169.
- AURA, J.E., TIFFAGOM, M., JORDÁ, J.F., DUARTE, E., FERNÁNDEZ DE LA VEGA, J., SANTAMARÍA, D., DE LA RASILLA, M., VADILLO, M. y PÉREZ-RIPOLL, M. (2012): The Solutrean-Magdalenian transition: a view from Iberia. *Quaternary International* 272-273: 75-87.
- BASTIDA, F. y ALLER, J. (1995). Rasgos geológicos generales. En A. Aramburu y F. Bastida (ed.), *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, Gijón: 27-33.
- BARROIS, C. (1882): *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mémoires de la Société Géologique du Nord, 2. Imprimerie et Librairie Six Horemans, Lille.
- BERTAND, G (1971): Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León y Palencia (Espagne du nordouest). *Revue Géographique des Pyrénées et du Sudouest*, 42 (1): 49-70.

- BJÖRCK, S.; WALKER, M.J.C.; Cwynar, L.; JOHNSEN, S.J.; KNUDSEN, K.L.; LOWE, J.J.; WOHLFARTH, B.; INTIMATE Members (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the north Atlantic based on the Greenland Ice Core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13: 283–292.
- CALVO, A. y PRIETO, A. (2012): El final del Gravetiense y el comienzo del Solutrense en la Oenínsula Ibérica. Un estado de la cuestión acerca de la cronología radiocarbónica en 2012. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Nueva época, Prehistoria y Arqueología* 5: 131-148.
- CALVO, A.; TAPIA, J.; ARRIZABALAGA, A. y IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. (2012): El yacimiento de Ametzagaina (Donostia, País Vasco). Un campamento gravetiense al aire libre en el Cantábrico. En de las HERAS, C., LASHERAS, J.A., ARRIZABALAGA, A., de la RASILLA, M. (eds): *Pensando el Gravetiense: nuevos datos para la Región cantábrica en su contexto peninsular y pirenaico*. Museo Nacional y centro de investigación de Altamira. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Monografía 23: 229-240.
- CASTAÑOS, P.; MURELAGA, X.; ARRIZABALAGA, A. y IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. (2011): First evidence of *Macaca sylvanus* (Primates, *Cercopithecidae*) from the Late Pleistocene of Lezetxiki II Cave (Basque Country, Spain). *Journal of Human Evolution*, 60: 816-820.
- CEARRETA, A. EDES, J. M. y UGARTE, F. (1992): Cambios del nivel del mar durante el cuaternario reciente en el Golfo de Bizkaia. En CEARRETA, A. y UGARTE, F. (eds.): *The late Quaternary in the western Pyrenean Region*. UPV: 57-94
- EDES, J. M. (1992): Variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno medio (extremo oriental de Guipúzcoa. País Vasco). *Lurralde*, 15: 63-106, San Sebastián.
- EDES, J.M.; PEÑALBA, C. y UGARTE, F.M. (1989): El depósito detrítico pleistoceno de Anzaran (Irún). Estuario del Bidasoa: caracterización geomorfológica y palinológica. El Cuaternario en España y Portugal. *Actas de la 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, IGME, Madrid.
- EDES, J.M.; MUJICA, J. (2005): *El entorno de Zarautz durante el Cuaternario. Evolución paisajística. Ambiental y humana*. 120 pág., Zarauzko Arte eta Historia Museoa, Zarautz.
- ESTRADA GARCÍA, R. y JORDÁ PARDO, J.F. (2004): Arqueología y gas natural: el Paleolítico medio de El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias central). Península Ibérica. En: FLOR, G. y RODRÍGUEZ ASENSIO, J. A. (Eds.): *XI Reunión Nacional de Cuaternario*. Oviedo (Asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003). AEQUA y Universidad de Oviedo: 253-260.
- FARIAS, P. y MARQUÍNEZ, J. (1995): El relieve. En ARAMBURU, A. y BASTIDA, F. (ed.), *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, Gijón: 163-172.
- FERNÁNDEZ-IRIGOYEN, J. y RUIZ-FERNÁNDEZ, J. (2008): Prospección geoarqueológica de las terrazas fluviales del río Sella (Oriente de Asturias): el yacimiento de El Caxili. *Cuaternario y Geomorfología*, 22 (3-4): 173-187.
- FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, J., JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M., ARBIZU, M., ARSUAGA, J. L., ADÁN, G., ARAMBURU, A., ARAMBURU, C., ÁLVAREZ LAÓ, D. y GARCÍA MENÉNDEZ, M. (2005):

- Estudio geoarqueológico de las terrazas fluviales del río Trubia en el entorno de la cueva del Conde (Tuñón, Asturias, Noroeste de España). En RODRÍGUEZ VIDAL, J., FINLAYSON, C. y GILES PACHECO, F. (2005): *Cuaternario mediterráneo y poblamiento de homínidos*. VI Reunión de Cuaternario Ibérico. Gibraltar: 38-39.
- FLOR, G. (1983): Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13: 63-85 Universidad de Oviedo
- FLOR, G., FERNÁNDEZ PÉREZ, L. A. y CABRERA CEÑAL, R. (1993): Aspectos morfológicos del estuario del Eo. *Trabajos de Geología*, 19:75-95 Universidad de Oviedo.
- FLOR, G. (2000): El entorno geológico del río y la playa de Bedón. En *Bedoniana. Anuario de San Antolín y Naves*, 55-74. Oviedo.
- FLOR, G. y PEÓN, A. (2004): Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. En: *Geomorfología do Noroeste da Península Ibérica*. Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 13-32.
- FLOR, G., POBLETE PIEDRABUENA, M. A., RUIZ FERNÁNDEZ, J. y JORDÁ PARDO, J. F. (2003). En: XI Reunión Nacional del Cuaternario (Oviedo), *Excursión científica* n.º 2, 37 p
- FORTEA, J., DE LA RASILLA, M. y SANTAMARÍA, D. (2010a): Solutrense y Magdaleniense en Asturias. *La Prehistoria de Asturias*. Editorial Prensa Asturiana, La Nueva España. Oviedo: 389-416.
- FORTEA, J., DE LA RASILLA, M., SANTAMARÍA, D. y ROSAS, A. (2010b): El Paleolítico Superior antiguo en Asturias y su contexto. *La Prehistoria de Asturias*. Editorial Prensa Asturiana, La Nueva España. Oviedo: 355-388.
- FORTEA, J., DE LA RASILLA, M., SANTAMARÍA, D. MARTÍNEZ, L., DUARTE, E. y FERNÁNDEZ DE LA VEGA, J. (2010): El Paleolítico superior en Asturias en los albores del siglo XXI. En: MANGADO, X. (ed.): *El Paleolítico superior peninsular. Novedades del siglo XXI. Homenaje al Profesor Javier Fortea*. Monografíes, 8. SERP, Universidad de Barcelona, Barcelona: 271-289.
- GIBBONS, W. y MORENO, T. (eds.) (2002): *The Geology of Spain*. The Geological Society, London.
- GARCÍA-IBAIBARRIAGA, N., IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. y MUREALAGA, X. (2012): El registro micropaleontológico del Solutrense en la Región Cantábrica: estado de la cuestión. *Espacio Tiempo y Forma. Serie I, Prehistoria y Arqueología. Nueva época*. 5:
- GÓMEZ DE LLARENA, J. y ROYO GÓMEZ, J. (1927): Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*
- GÓMEZ MIRANDA, M. J. (1983): *Geomorfología del occidente Asturiano*. Tesis doctoral. Universidad Complutense
- GÓMEZ-ORELLANA, L. (2002): *El último Ciclo Glaciar-Interglaciar en el litoral del NW ibérico: Dinámica climática y paisajística*. Tesis Doctoral, 356 pág., Universidad de Santiago de Compostela, Lugo.

- GÓMEZ-ORELLANA, L., RAMIL-REGO, P. y MUÑOZ-SOBRINO, C. (2007): The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research*, 67: 438-452.
- GONZALEZ, J.A., ISTURITZ, M.J., LOPEZ DE AZCONA, C., SANCHEZ, M.F. y UGARTE F.M. (1988): Recherches sur les remplissages detritiques des fissures dans l'exokarst du flanc sud de la sierra d'Aloña-Aizkorri (Aranzazu/Oñati, Pays Basque). *Annales. Soc. Geologique de Belgique* III: 120-126.
- GROOTES, P.M., STUIVER, M., WHITE, J.W.C., JOHNSEN, S. y JOUZEL, J. (1993): Comparison of Oxygen Isotope Records from the GISP2 and GRIP Greenland Ice Core. *Nature*, 366: 552-554.
- GUTIÉRREZ-ELORZA, M., GARCÍA-RUIZ, J.M., GOY, J.L, GRACIA, F.J., GUTIÉRREZ-SANTOLALLA, F., MARTÍ, C., MARTÍN-SERRANO, A., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., ZAZO, C. y AGUIRRE, E. (2002): *Quaternary*. En: W. Gibbons y T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 335-366.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1930): Mouvements de dépôts sur les cotes d l'Espagne pendant le Pliocène et Pleistocène. 2me. rapport Com. Terr. Plio-Pleit. Florencia
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., (1949): Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano. *VII Congreso Internacional de Geografía*, Lisboa: 29-88.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., LLOPIS LLADO, N., JORDÁ CERDÁ, F. y MARTÍNEZ, J.A. (1957): *Guía de la excursión nº. 2. El Cuaternario de la región cantábrica*. INQUA V Congreso Internacional. Diputación Provincial de Asturias, Oviedo.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1972-1973): Brecha y corteza estalagmítica de la Cueva de Sofoxó. *Zephyrus* XXXIII-XXIV: 40-42.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1974): *El Cuaternario de la zona de Cabo Peñas (Asturias)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1979): *El karst de Asturias en el Pleistoceno superior y Holoceno. Estudio morfológico, sedimentológico y paleoclimático*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1980): Estudio geológico y sedimentológico de la Cueva de la Paloma (Soto de las Regueras, Asturias). En HOYOS, M. (ed.): *La Cueva de la Paloma (Soto de las regueras, Asturias)*. Excavaciones Arqueológicas en España 116: 23-63.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1981a): Estudio geológico de la cueva de Las Caldas. En: CORCHÓN, M^a. S. (ed.): *Cueva de Las Caldas, San Juan de Priorio (Oviedo)*. Excavaciones Arqueológicas en España 115: 11-55.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1981b): La cronología paleoclimática del Würm reciente en Asturias. Diferencias entre los resultados sedimentológicos y palinológicos. *Programa Internacional de Correlación Geológica. I Curso de conferencias celebrado en el mes de mayo de 1979*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid: 63-75.

- HOYOS GÓMEZ, M. (1987): Upper Pleistocene and Holocene marine levels on the Cornisa Cantábrica (Asturias, Cantabria and Basque Country) Spain. En ZAZO, C. (ed): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario nº 10, Museo Nacional de Ciencias Naturales: 251-258.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1989): La cornisa cantábrica. *Mapa del Cuaternario*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid: 105-118.
- HOYOS GÓMEZ, M. y HERRERO ORGANERO, N. (1989): El karst en la Cornisa Cantábrica. En DURÁN, J. J. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (eds.): *El karst en España*. Monografía 4, Sociedad Española de Geomorfología, Madrid: 109-120.
- IRIARTE, M.J. (2000): El entorno vegetal del yacimiento paleolítico de Labeko Koba (Arrasate, País Vasco): análisis polínico. En ARRIZABALAGA, A. y ALTUNA, J. (eds): *Labeko Koba (País Vasco). Hienas y Humanos en los albores del Paleolítico superior*. Munibe 52, 89-106, Sociedad de Ciencias Aranzadi, San Sebastián.
- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. (2011): El medio vegetal del yacimiento de Aitzbitarte III (Rentería, País Vasco), a partir de su análisis palinológico. *Serie EKOB - Colección de Patrimonio Cultural Vasco*, 5: 57-78. Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz.
- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. (2013a): El estudio paleopalínológico de la cueva de Arlanpe (Lemoa, Bizkaia). En RÍOS, J., GÁRATE, D. y GÓMEZ, A. (eds.): *La cueva de Arlanpe (Lemoa): Ocupaciones humanas desde el Paleolítico Medio Antiguo hasta la Prehistoria Reciente*. Kobie, Diputación Foral de Bizkaia: 67-80
- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. (2013b): La secuencia paleoambiental del taller gravetiense al aire libre de Mugarduia Sur (Sierra de Urbasa, Navarra). La contribución de la Palinología. En BARANDIARÁN, I., CAVA, A. y AGUIRRE, M. (eds): *El taller de sílex de Mugarduia Sur. Una ocupación de Urbasa (Navarra) durante el Gravetiense*. Anejos de Veleia, Series Mayor 13: 87-100.
- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. y MURÉLAGA, X. (2013): Reconstrucción paleoambiental del Gravetiense en el Cantábrico. En DE LAS HERAS, C., LAS HERAS, J.A., ARRIZABALAGA, A. y DE LA RASILLA, M. (eds): *Pensando el Gravetiense: nuevos datos para la Región cantábrica en su contexto peninsular y pirenaico*. Museo Nacional y centro de investigación de Altamira. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Madrid. Monografía 23: 302-312.
- IRIARTE, M.J., GÓMEZ-ORELLANA, L., MUÑOZ-SOBRINO, C., RAMIL-REGO, P. y ARRIZABALAGA, A. (2005): La dinámica de la vegetación en el NW peninsular durante la transición del Paleolítico medio al Paleolítico superior. En MONTES, R. y LASHERAS, J.A. (eds), *Actas de la Reunión Científica Neandertales cantábricos, estado de la cuestión* (Museo de Altamira, Octubre 2004). Monografías del Museo de Altamira, 20: 231-253. Ministerio de Cultura (Secretaría General Técnica). Madrid.
- IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J. y MURÉLAGA, X. (2013): Reconstrucción paleoambiental del Gravetiense en el Cantábrico. En de las HERAS, C., LASHERAS, J.A., ARRIZABALAGA, A. y de la RASILLA, M. (eds). *Pensando el Gravetiense: nuevos datos para la Región*

cantábrica en su contexto peninsular y pirenaico. Monografía 23, 302-312. Museo Nacional y centro de investigación de Altamira. Ministerio de Educación, Cultura y Deporte. Madrid.

- JIMÉNEZ SÁNCHEZ, M. (1999): Geomorfología fluvial en la cabecera del río Nalón (cordillera cantábrica, noroeste de España). *Trabajos de Geología*, 21: 189-200.
- LEROI-GOURHAN, Arl. (1986): The palynology of La Riera cave. *Anthrop. Papers*, 36: 59-64.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1955): Karst fósil en la vertiente SE del Aramo (Riosa). *SPELEON* VI (3): 226.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1955): *Fundamentos de hidrogeología cársica (introducción a la geoespeleología)*. Editorial Blume, Madrid.
- LLOPIS LLADO, N. y JORDÁ CERDÁ, F. (1957): *Mapa del Cuaternario de Asturias*. INQUA V Congreso Internacional. Diputación Provincial de Asturias, Oviedo.
- MARTÍN SERRANO, A. (1994): Macizo Hespérico Septentrional. En GUTIÉRREZ ELORZA, M. (coor.): *Geomorfología de España*: 25-62.
- MARTÍN-SERRANO, A y MOLINA, E. (2005): El Macizo Ibérico. En MARTÍN-SERRANO, A. (ed.), *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 65-85.
- MARY, G.; MEDUS, J. y DELIBRIAS, G. (1975): Le Quaternaire de la cote Asturienne (Espagne). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 1: 13-23.
- MARY, G.; MEDUS, J. y DELIBRIAS, G. (1977): Documents sur l'évolution de la flore du Littoral Nord Espagnol au Würm. *Recherches Françaises sur le Quaternaire*. INQUA 1977. Supplément au Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire, 1(50): 23-31.
- MARY, G. (1983): Evolución del margen costero de la cordillera cantábrica en asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología* 13: 3-35.
- MARY, G. (1985a): Niveaux marins du littora asturien et galicien entre San Vicente de la Barquera et Foz. *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*. Lisboa 1985: 219-228.
- MARY, G. (1985b): Les ebouillis periglaciaires le long du littoral asturien et galicien. *Actas I Reunión del Cuaternario Ibérico*. Lisboa 1985: 119-126.
- MARY, G. (1992): Interacción entre la epirogénesis y el eustatismo en el escalonamiento de la áreas de abrasión marina neogenas y pleistocenas del segmento medio de la costa norte española. *Cuadernos de Sección*. Historia 20. Eusko Ikaskuntza: 135-150.
- MCKEEVER, M. (1984): *Comparative palynological studies of two lake sites in western Ireland and northwestern Spain*. MSc thesis, Trinity College, Dublin.
- MEESE D., ALLEY R., GOW T., GROOTES P.M., MAYEWSKI P., RAM M., TAYLOR K., WADDINGTON E. y ZIELINSKI, G. (1994): *Preliminary depth-age scale of the GISP2 ice*

- core. CRREL Special Report 94-1*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Hanover - New Hampshire.
- MÉNDEZ GARCÍA, B. (1993): *La marina occidental asturiana*. Ed. Principado de Asturias, Consejería de Medio Ambiente y Urbanismo.
- MENÉNDEZ FERNÁNDEZ, M. (2003): Arte prehistórico y territorialidad en la cuenca del río Sella. En BUENO RAMÍREZ, P y BALBÍN BEHRMANN, R. de (coords.): *El arte prehistórico desde los inicios del siglo XXI: Primer Symposium Internacional de Arte Prehistórico de Ribadesella* / 185-200.
- MENÉNDEZ FERNÁNDEZ, M. (2012): Territorialidad y territorio en los estudios paleolíticos. En ARIAS, P., CORCHÓN, M^a. S., MENÉNDEZ FERNÁNDEZ, M. y RODRÍGUEZ ASENSIO, J. A. (eds.): *El Paleolítico Superior Cantábrico: actas de la Primera Mesa Redonda*, San Román de Candamo (Asturias), 26-28 de abril de 2007: 13-20.
- MONTES BARQUÍN, R. (2003): El primer poblamiento de la región cantábrica: el paleolítico inferior cantábrico. CYMA nº 18.
- MORENO, A., LÓPEZ-MERINO, L., LEIRA, M., MARCO-BARBA, J., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO-GARCÉS, B., LÓPEZ-SÁEZ, J. A., SANTOS, L., MATA, P. e ITO, E. (2011): Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, 46 (3): 327-349.
- NONN, H. (1966): *Les régions cotières de la Galicie (Espagne). Etude géomorphologique*. Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg. Foundation Baulig.
- RASMUSSEN, S.O., SEIERSTAD, I.K., ANDERSEN, K.K., BIGLER, M., DAHL-JENSEN, D. y JOHNSEN, S.J. (2008): Synchronization of the NGRIP, GRIP and GISP2 ice cores across MIS2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 27 (1-2) : 6-17.
- RAMIL-REGO, P., IRIARTE, M.J., MUÑOZ-SOBRINO, C. y GÓMEZ-ORELLANA, L. (2005-2006): Cambio climático y dinámica temporal del paisaje y de los hábitats en las ecorregiones del NW de la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior. *Munibe (Antropología-Arkeología)*, 57 (1): 537-551.
- RODÍGUEZ ASENSIO, J.A. (1983): *La presencia humana más antigua de Asturias*. Estudios de Arqueología Asturiana 2. Fundación Pública de Cuevas y Yacimientos Prehistóricos de Asturias, Principado de Asturias, Oviedo.
- RODÍGUEZ ASENSIO, J.A. (2001): *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. Consejería de Cultura del Principado de Asturias, Ayuntamiento de Valdés, AMENA y Gran Enciclopedia Asturiana, Lluarca.
- RODÍGUEZ ASENSIO, J.A. y NOVAL FONSECA, M. (1998): *Gijón antes de Gijón. Breve aproximación d los primeros grupos predadores en la Prehistoria de Asturias*. Gran Enciclopedia Asturiana y Ayuntamiento de Gijón, Gijón.
- RODÍGUEZ ASENSIO, J.A. y FLOR RODRÍGUEZ, G. (1980): Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gozón, Asturias). *Zephyrvs*, XXX-XXXI: 205-222.

- RUIZ FERNÁNDEZ, J. y POBLETE PIEDRABUENA, M. A. (2004): Aproximación al estudio de las terrazas fluviales del río Cares en Arenas de Cabrales (Picos de Europa, Asturias). *XI Reunión nacional de Cuaternario*, Oviedo 2, 3 y 4 de Julio 2003. Oviedo: 85-92
- RUIZ-ZAPATA, B., FARIAS, P., JIMENEZ-SANCHEZ, M., GIL GARCIA, M.J., DORADO, M. y VALDEOLMILLOS, A. (2002): Secuencia polínica de un depósito de la Depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias) : implicaciones paleoclimáticas. En MORENO, S., ELVIRA-RENDUELES, B. y MORENO, J.M. (eds): *XIII Simposio de la Asociación de Palinólogos en Lengua Española*: 379-389, Servicio de Publicaciones de la Universidad Politécnica de Cartagena, Cartagena.
- SANTAMARÍA ÁLVAREZ, D. y DE LA RASILLA VIVES, M. (2013): Datando el final del Paleolítico medio en la Península Ibérica. Problemas metodológicos y límites de la interpretación. *Trabajos de Prehistoria* 70 (2): 241-263.
- STRAUS, L.G., GÓNZALEZ, M.R., GUTIERREZ, I. e IRIARTE- CHIAPUSSO, M.J. (2011): Further Solutrean evidence in El Mirón cave (Ramales de la Victoria, Cantabria). *Munibe (Antropología-Arkeologia)*, 62: 117-133.
- TAPIA, J., ARRIZABALAGA, A., IRIARTE, M.J. y CALVO, A. (2009): El campamento gravetiense de Ametzagaina (San Sebastián, País Vasco). Un avance a su estudio arqueológico. *Munibe (Antropología-Arkeologia)*, 60: 99-115.
- VALERO-GARCÉS, B.L., MORENO, A., GONZALEZ-SAMPERIZ, P., MORELLON, M., RICO, M., CORELLA, P., JIMENEZ, M., DOMINGUEZ, J., FARIAS, P., STOLL, H., LOPEZ-MERINO, L., LOPEZ-SAEZ, J.A., LEIRA, M., SANTOS, L., MATA, P., RIERADEVALL, M., RUBIO, E., NAVAS, A., DESLIGADO, A., MAROC, J. y SIGRO, J. (2010): *Evolución climática y ambiental del parque Nacional de Picos de Europa desde el último Máximo Glaciar*. Proyectos de Investigación en Parques Nacionales 2006-2009: 56-71.
- VERA, J. A. (ed.) (2004): Geología de España. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- WATTS, W.A. (1986): Stages of climatic change from full Glacial to Holocene in Northwest Spain, Southern France and Italy: A Comparison of the Atlantic Coast and the Mediterranean Basin. en A. GHAZI Y R. FANTECHI (eds.). *Current Issues in Climate Research. Proceedings of the EC Climatology Programme Symposium*: 191-111. Sophia Antipolis France October 1984.
- WANG, Y.J., CHENG, H., EDWARDS, R.L., AN, Z.S., WU, J.Y., SHEN, C.C. y DORALE, J. A. (2001): A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science*, 294 (5550): 2345-2348.
- WENINGER, B. y JÖRIS, O. (2004): Glacial Radiocarbon Calibration. The CalPal Program. En HIGHAM, T., BRONK RAMSEY, C. y OWEN, C. (eds.): *Radiocarbon and Archaeology. 4th International Symposium*. Oxford, 2002. Oxford University School of Archaeology, Monograph 62. Oxford: 9-15.

- WENINGER, B. y JÖRIS, O. (2008): A 14C age calibration curve for the last 60 ka: The Greenland-Hulu U/Th timescale and its impact on understanding the Middle to Upper Paleolithic transition in Western Eurasia. *Journal of Human Evolution* 55: 772-781.
- WOOD, R., ARRIZABALAGA, A., CAMPS, M., FALLON, S., IRIARTE-CHIAPUSSO, M.J., JONES, R., MAROTO, J., DE LA RASILLA, M., SANTAMARIA, D., SOLER, N., VILLALUENGA, A. y HIGHAM, T. (2014) : The chronology of the earliest Upper Palaeolithic in Northern Iberia : new insights from l'Arbreda, Labeko Koba and La Viña. *Journal of Human Evolution*, 69: 91-109
- ZAZO, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International*, 55: 101-113.
- ZAZO, C. (2006): Cambio climático y nivel del mar: la Península ibérica en el contexto global. *Geología y Cuaternario* 20 (3-4): 115-130.
- ZAZO, C. y GOY, J. L. (2000): Cambios eustáticos y climáticos durante el Cuaternario. Una síntesis sobre su registro en los litorales del Sur y Sureste peninsular, Islas Canarias y Baleares (España). En ANDRÉS, J. R. de y GRACIA, F. J. *Geomorfología litoral. Procesos activos*. ITGME: 187-206.