GEOMORFOLOGÍA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL

AUGUSTO PÉREZ ALBERTI *

Resumo

Uma das questões mais actuais do nosso tempo é, sem dúvida, a da Mudança Climática. Porém geralmente não se leva em linha de conta que o clima é mutável por natureza, independentemente da actividade humana.

Os estudos geomorfológicos são de grande ajuda na reconstrução paleoambiental. A análise geomorfológica baseia-se, fundamentalmente, no estudo das formas e dos depósitos que se encontram em diferentes lugares da Terra. No presente artigo consideram-se as formas e depósitos de origem fria, com um aprofundamento especial para o caso do Noroeste da Península Ibérica.

Em primeiro lugar distinguiremos entre formas de erosão e formas de acumulação. No primeiro caso considera-se a importância de detectar no campo tanto as mega, como as meso ou as microformas, deixando patente que nem sempre se encontram associadas. Relativamente ao segundo, incidimos nas formas acumuladas pelos glaciares ou nas que se originaram por uma dinâmica periglacial.

Devemos assinalar, particularmente, a importância da análise sedimentológica, já que cada sequência deposicional permite uma reconstrução do ambiente ou dos ambientes sedimentares. Também nos debruçaremos sobre a importância da análise dos depósitos costeiros, muito abundantes na Galiza, que oferecem sequências morfosedimentares diferenciadas originadas em episódios climáticos contrastados.

A última parte do artigo analisa o papel da distribuição em altitude dos diferentes depósitos, assim como a presença de estruturas indicativas da existência de *permafrost*. Em conclusão, a combinação de formas, depósitos e estruturas no espaço, permite a reconstrução das diferentes fases evolutivas.

Se, além disso, dispusermos de datações, não só se pode saber como evoluíram os paleoclimas, como também o momento em essa evolução se processou.

Palavras chave: Geomorfologia, Paleoambiente, Galiza (Espanha).

Abstract

At present, Climate Change has become one of the most recurrent matters between scientists and lay people. But the fact that the climate changes occur without human interference is usually forgotten due to the different temporal and spatial scales implied, most of them too short or too long to be perceived during human life. To put into perspective these changes geomorphological studies are of great interest since they help to reconstruct past environments.

Geomorphological analysis is mainly based on the study of landforms and deposits in the Earth surface. In this paper we analyze deposits and landforms originated by cold processes, with special references to the NW of the Iberian Peninsula. First, we consider the importance of the detection on the field of the landforms, ranging from micro to mega-scales, which many times are not associated. Second, we consider the glacial and periglacial deposits.

The importance of sedimentological analysis is remarked, since it allows to reconstruct the environmental characteristics of the deposition. Of special interest are coastal deposits, scattered on all the Galician coastline, which show different morphosedimentary sequences. The last section of the paper is focused on the altitudinal distribution of the different deposits, as well as the occurrence of structures formed by permafrost processes.

The spatial combination of landforms, deposits and sedimentary structures allows the reconstruction of different evolutionary phases. The availability of datings obtained by different methods opens not only the possibility of to know what was the evolution but also when it occurred.

Key words: Geomorphology, palaeoenvironment, Galicia (Spain).

1. Introducción

Uno de los temas recurrentes en la actualidad es el del Cambio Climático. En los periódicos, en la radio o en la televisión, cuando no en las tertulias de café, se habla de tema. Estamos seguros de que el alarmismo que domina en la mayor parte de los comentarios se vería reducido si la opinión pública tuviese una información más precisa de la historia de la Tierra. Porque, para los que los que se dedican a los estudios paleoambientales, no es nada nada nuevo el tema. Se sabe, desde hace tiempo, que el clima es cambiante

por naturaleza y que, a lo largo de la historia de nuestro planeta, se han sucedido numerosos episodios, fríos o cálidos, secos o húmedos. ¿A qué se debe, pues, el citado alarmismo?. Sin duda alguna al hecho de que, en el pasado, los cambios climáticos afectaron a un número menor de personas, mientras que, en la actualidad la cifra es mucho mayor. Más aún, en el pasado los cambios climáticos afectaron a sociedades menos desarrolladas, que no habían construido grandes ciudades, ni amplias carreteras o puertos; que no tenían – o tenían en mucha menor medida – ocupadas las riberas de los ríos ni de los mares y, de manera

* Universidade de Santiago de Compostela.

especial, que no disponían de unos medios de comunicación que transmitieran la información.

A nuestro entender, el problema estriba, fundamentalmente, en el hecho de que un cambio en el clima va a traer consigo la necesidad de introducir modificaciones de todo tipo en las sociedades humanas. Sin embargo, ni las conferencias sobre el Cambio Climático, ni las investigaciones científicas podrán frenar una dinámica natural que se muestra cambiante. Otra cosa es frenar el Cambio Ambiental, minimizar el impacto de las actividades humanas —, emisiones de gases de efecto invernadero, vertidos al mar y a los ríos, contaminación de los freáticos, etc.— que sin duda introducen elementos enormemente nocivos para la salud de los seres vivos y, consecuentemente, para el clima. Sin embargo, no se trata de entrar a analizar estas cuestiones y, por ello, únicamente, las enumeramos. Queremos solamente dejar constancia de un hecho: el clima es cambiante *per se* y conocer los climas del pasado va a permitir entender los climas que puedan existir en el futuro. Conocer el pasado es entender el presente y, consecuentemente, no saber el futuro — siempre impredecible — sino planificarlo en función de las posibles modificaciones climáticas. Por ello, en una sociedad enamorada de la tecnología, los geomorfólogos junto con otros especialistas, pueden aportar su grano de arena a la reconstrucción sin que, frente a investigaciones en otros campos de la ciencia, ello suponga grandes desembolsos económicos.

2. Geomorfología y paleoambiente

La Geomorfología, como ciencia que tiene como objetivo primario la descripción de las formas del terreno y su evolución, se basa de una manera esencial, en dos elementos básicos: las formas del terreno y los depósitos o, si se quiere, de las formaciones superficiales.

2.1. El análisis de las formas

El relieve — el aspecto visible de la litosfera — es el conjunto de formas que existen en cualquier lugar. Las formas son el resultado de la combinación de planos con diferente inclinación. No hace falta remarcar que una llanura es un plano horizontal ni que una ladera es un plano que presenta una inclinación determinada. Sin embargo sí que tiene importancia la pendiente que ofrece cualquier forma/plano. Importancia por cuanto, en función de aquella, asociada a la gravedad, funciona — o funcionó — de una manera concreta cualquier tipo de proceso. Es importante por cuanto la geometría de la forma está aportando datos en la reconstrucción.

En un ambiente frío, si la pendiente supera los 25.º, la fracturación de la roca en la parte superior de un

farallón va a favorecer la caída de derrubios por gravedad. No son necesarias condiciones de temperatura extremas para que se genere un talud de terrubios al pie de la pared. Incluso, en ciertos tipos de rocas, no son siquiera necesarias condiciones frías para que la acumulación se produzca. Por contra, si encontramos una ladera con una pendiente escasa, menor de 10.º-15.º, cubierta de bloques, (*slope blocks*) es evidente que no pudo evolucionar únicamente por procesos vinculados a la simple gravedad. Si además, la ladera presenta una cobertera completa, desde la parte superior a la parte inferior, únicamente se pudo haber acumulado en unas condiciones climáticas frías (Figura 1); otro tanto sucede, por ejemplo, si encontramos bloques aradores (*ploughing blocks*) (Figura 2).

Fig. 1 — Escombeira de blocos. Penido Vello. O Xistral. Lugo.
Fig. 1 — *Slope blocks*. Penido Vello. O Xistral. Lugo.

La forma, pues, condiciona el proceso y, al mismo tiempo, es el resultado de una sucesión de procesos a lo largo del tiempo. En la naturaleza la combinación de formas es una constante y podemos diferenciarlas tanto por su magnitud como por su aspecto como por su origen aunque, hay que tener presente que en su mayoría son poligénicas, resultado de la interacción de procesos a lo largo del tiempo. Así, por su tamaño,

Fig. 2 — Bloco arador. Pico Mustallar. Serra de Ancares. Lugo.
Fig. 2 — *Ploughing block*. Pico Mustallar. Serra de Ancares. Lugo.

Fig. 3 – Vale glacier do rio Tera, Zamora.
Fig. 3 – Glacial valley of Tera river, Zamora.

podemos hablar de megaformas, mesoformas o microformas; por aspecto, de erosión o de acumulación; por su origen de glaciares, periglaciares, fluviales, marinas, eólicas... Tenemos pues que cualquier forma tiene una triple lectura: tamaño, aspecto y origen. Supongamos una megaforma, un valle glaciar. Puede presentar: forma en U cerrada, en cuna o en V; mesoformas en su interior, como circos, umbrales rocosos, hombreras, lagos de sobreexcavación; microformas, como rocas pulidas, aborregadas, estriadas, cazole-tas...; formas de acumulación, como morrenas laterales, frontolaterales, centrales...

El análisis del valle nos obliga a profundizar. Puede suceder que en él se encuentren muchos de los

Fig. 4 – Vale glacier do rio Bibei, Zamora-Ourense.
Fig. 4 – Glacial valley of Bibei river, Zamora-Ourense.

elementos apuntados pero, con relativa frecuencia, las huellas del hielo quedan reducidas a algunos elementos concretos. En determinados lugares se encuentran formas y no depósitos característicos (Figura 3); en otros depósitos y no formas. En algunos lugares aparecen ambos asociados (Figura 4). No es infrecuente observar valles con perfil en U, fruto de un relleno periglaciario y no fruto de la erosión glaciar y, por el contrario, tener delante de nuestros ojos otros con perfil en V, considerado como fluvial, que contiene depósitos o microformas claramente de origen glaciar.

Así pues, no se puede ser nunca dogmático dado que sólo después de un análisis y cartografía detallados de las formas se podrán sacar conclusiones. Así, la presencia de hombreras a una cierta altitud sobre el fondo del valle, nos va a indicar no sólo el paso del hielo sino también la potencia que tenía en un lugar concreto; la existencia de rocas aborregadas asimétricas o de estrías nos indica la dirección de avance (Figura 5);

Fig. 5 – Rochas estriadas no estuário do rio San Lourenzo, Quebec, Canada.
Fig. 5 – Striated rocks in the estuary of St. Lawrence river, Quebec, Canada.

el escalonamiento de formas servirá, además, para detectar fases en la dinámica del hielo y las meso o microformas en los bordes podrán servir para conocer la existencia de posibles difluencias. Es evidente, pues, que las formas erosivas son elementos de vital importancia en la reconstrucción de los procesos y, concretamente, en la reconstrucción paleoambiental.

Y si importantes son las formas erosivas, otro tanto ocurre con las generadas por la acumulación de sedimentos, caso de las conocidas como morrenas, por ejemplo (Figura 6). Aunque su presencia viene a ratificar la existencia e importancia de las lenguas de hielo, su inexistencia no es sinónimo de lo contrario. Es el caso del valle del Río Ancares, en el límite entre Galicia y León, en la sierra de su nombre, donde pese a encontrarse sedimentos de origen glaciar y formas erosivas características, las de acumulación son escasas. Por el contrario, en el valle de Piornedo, donde la potencia y longitud del hielo fue menor es posible

Fig. 6 – Moreia do vale do rio Bibei. Ourense
Fig. 6 – Moraine in the valley of Bibei river. Ourense.

encontrar un amplo cortejo de morrenas, tanto fronto-laterales como laterales marcando diferentes fases (Figura 7). La diferencia entre los dos valles se debe, aparte de su evolución geotectónica, a la litología. En Ancares dominan los materiales pizarro-esquistosos; en Piornedo, junto a los anteriores, en la cabecera, se yergue, en el tramo medio-inferior, el batolito a granítico de Donís. En el primer caso, los materiales arrastrados por el hielo son de tamaño pequeño por lo que los depósitos están compuestos, de manera fundamental, por finos. En Piornedo, por el contrario, encontramos una mezcla de rocas y, especialmente, de tamaños de clastos, importante. Los grandes bloques de granito, en su mayor parte resultado de largos procesos de meteorización antiguos, son un elemento fundamental de los complejos morrénicos. Así, en un ambiente paraglaciar, las aguas de fusión, fueron capaces de destruir en su mayor parte, las morrenas del valle de Ancares e incapaces de hacer lo mismo en el de Piornedo. Y, mientras en el valle de Ancares, las formas características se cobijan en la cabecera, indicadoras de una acumulación en fase de retroceso de escasa energía de las lenguas de hielo, en Piornedo se puede ver un amplio conjunto de morrenas encadenadas desde los 900 m hasta los 1600 m, lo que permite

Fig. 7 – Moreia frontal no vale do rio Piornedo. Lugo
Fig. 7 – Frontal moraine in the valley of Piornedo. Lugo.

analizar con claridad las diferentes fases en la evolución glacial (Figura 8)

Tenemos así, que la ubicación de formas erosivas y de acumulación en un territorio concreto permite llevar a cabo una reconstrucción de la dinámica, en este caso glacial, y consecuentemente, colaborar en la reconstrucción paleoambiental. Lo dicho anteriormente para los procesos glaciares se puede aplicar a otros, caso de los periglaciares, fluviales o eólicos sin olvidarnos de la geomorfología litoral. Así, en áreas glaciadas, como es el caso de Ontario, en Canadá, antiguas microformas de origen glacial aparecen afectadas por procesos actuales de origen periglacial (Figura 9). Es evidente que este tipo de imágenes, son claramente indicativas al mismo tiempo, del policiclismo de las formas y del cambio en las condiciones climáticas.

Fig. 8 – Fases glaciares do Vale de Piornedo. Lugo
Fig. 8 – Glacial phases. Valley of Piornedo. Lugo.

Fig. 9 – Praias lacustres do Lago Huron. Ontario. Canada.
Fig. 9 – Shores in Lake Huron. Bruce Peninsula. Ontario. Canada.

2.2. El análisis de los depósitos

Si las formas son elementos de primer orden en la reconstrucción, otro tanto o más, lo son las formaciones superficiales analizadas a nivel de afloramiento. Mientras que las formas dan fe de la existencia de un proceso así como de su importancia espacial y de las grandes etapas evolutivas, el análisis sedimentológico permite profundizar en la génesis de los diferentes medios sedimentarios.

En cada afloramiento se pueden diferenciar con relativa frecuencia, distintas facies sedimentarias. Cada una de ellas se puede definir como aquellos elementos que se diferencian, bien verticalmente, bien horizontalmente, por presentar características granulométricas y estructuras sedimentarias diferentes (WALKER, 1992). Las facies, al relacionarse entre sí, generan una sucesión sedimentaria y, en función de su combinación, una arquitectura. En la figura 10 observamos una sucesión de facies propia de un medio glaciolacustre. De muro a techo podemos diferenciar distintas facies. En la base ritmitas que se acumularon en un lago de aguas someras. Por encima aparecen dos fases de acumulación deltaica (delta tipo Gilbert) fruto de la entrada rápida de aguas de fusión que penetran en un lago proglaciar, más profundo, de manera que la llegada del agua, cargada con material de tamaño gravas y cantos, propicia un avance progradante con una clara granoclasificación.

Fig. 10 – Depósitos glacio-lacustres. Pias. Zamora.
Fig. 10 – Glaciolacustrine deposits. Pias. Zamora.

Si analizamos la figura 11 observamos la sucesión de facies características en un delta. Por último, en la figura 12 vemos varvas glaciares en las que su principal característica es la alternancia de niveles más claros e más oscuros y, en medio, algún pequeño canto (*dropstone*). Es evidente que su emplazamiento se produjo en un medio acuático, en un lago proglaciar. La deposición de las varvas viene dada por la diferente agitación de las aguas, mayor en el verano y escasa o nula en el invierno, lo que permitió la floculación de la arcilla. La presencia de *dropstones* es indicativa de

Fig. 11 – Depósitos deltaicos. Lucille, Quebec, Canada.
Fig. 11 – Delta deposits. Lucille, Quebec, Canada.

Fig. 12 – Varvas glaciares con dropstones. Norte de Isladía.
Fig. 12 – Varvas with dropstones. North Iceland.

la existencia de bloques de hielo provenientes del glaciar, transportando gravas que se depositaron al fundirse sin perturbar en demasía las varvas.

Otros buenos ejemplos de secuencias deposicionales altamente clarificadoras, los encontramos en diferentes lugares de la costa gallega (Figura 13). En uno de ellos, en Caamaño (COSTA CASAIS *et al.* 1994; COSTA CASAIS, 1995; TREHAILE A. *et al.*, 199, PÉREZ ALBERTI *et al.* 1999) lugar situado en el Oeste de la provincia de A Coruña, en el extremo sur de la Ría de Muros-Noia. En su parte central, el depósito, tiene una potencia de 8 m, y funciona como un acantilado activo, con claros rasgos de retroceso ligado principalmente a los temporales. Los materiales procedentes de la erosión del depósito, son evacuados por la acción marina, que retribaja los clastos y los reincorpora a la playa de cantos localizada en el fondo de la ensenada. Para unificar las descripciones hemos elaborado un sencillo código, en la línea del clásico de Miall (1977, 1978, 1992); su diseño se asienta en la utilización de una combinación de letras. En mayúsculas aparece el elemento fundamental dentro de la facies: materia orgánica (O), arcillas (A), limos (L), arenas (Ar), gravas (G), cantos (C) o bloques (B).

Fig. 13 – Depósitos fósseis continentais na faixa costeira. Portocelo, Oia. Pontevedra

Fig. 13 – Ancient continental deposits in the coast of Portocelo. Oia. Pontevedra.

En el subíndice se colocan los elementos secundarios. Por ejemplo, si se trata de una facies caracterizada por bloques embutidos en una matriz arenosa, escribimos **B**, bloques, **m**, matriz, **Ar**, arena. En conjunto **B_{mAr}**.

En el sector central, en la zona de mayor desarrollo del depósito presenta una potencia de 8 m. De muro a techo se observa la siguiente sucesión de facies (Figura 14):

Fig. 14 – Sequência deposicional em Caamaño. Ría de Muros e Noia. A Coruña.

Fig. 14 – Depositional sequence. Caamaño. Ría de Muros e Noia. A Coruña.

CAR_{cem}: 30 cm. Cantos redondeados y aplanados mezclados con arenas que, localmente, aparecen cementados por hierro.

O_{ALAr}: 5 cm. Color negro. Horizonte mineral rico en materia orgánica embutida en una matriz de arenas, limos y arcillas. Se observan algunos cantos redondeados de cuarzo. Su datación radiocarbónica por C^{14} es de 36.050 (+1.430, -1.210) BP, en su base y 32.340 (+2.400, -1800) BP, en su parte superior.

CB: 25 cm. Cantos y bloques, heterométricos y angulosos, sin orientación determinada, envueltos en una matriz fina de color marrón oscura.

H₀: 195 cm. Color ocre parduzco. Nivel mineral rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas, en el que se mezclan algunas gravas alteradas, emplazadas en paralelo a la pendiente. Existen carbones. Se han realizado cuatro dataciones de muro a techo que nos han dado las siguientes cifras: 30.120 (+670, -620), 29.400 (+2.200, -1.700), 28.750 (+1.100, -900) y 20.160 (± 270).

CG: 100 cm. Cantos y gravas heterométricos, que presentan cierta orientación paralela, en el que predominan los materiales de granito y paragneis, junto a algunas de cuarzo, con formas angulosas. La mayor parte del material está nada o poco alterado.

ALAr_G: 215 cm. Color marrón oscuro. Horizonte mineral, formado por arenas, limos y arcillas, con intercalaciones de niveles lenticulares de gravas, con formas subredondeadas y redondeadas. Aparecen moteados de color amarillo pálido y naranja, así como algunos carbones.

Suelo: 195 cm. Color negro. Horizonte rico en materia orgánica, formado por arenas, limos y arcillas. En la parte basal de este nivel existe una línea de piedras que lo separa del subyacente. Algunas de las gravas y cantos están rodados pero la mayoría son de granito o paragneis poco alterados. Se ha realizado una datación que nos ha proporcionado la fecha de 530 ± 80 BP.

En el sector septentrional, se observa, asimismo, una potencia de unos 8 m. De muro a techo se pueden diferenciar las siguientes facies:

C: 50 cm. Cantos redondeados y aplanados de paragneis y granitos, principalmente.

B: 100 cm. Bloques heterométricos angulosos de paragneis y granitos que presentan orientaciones preferentemente paralelas a la pendiente

CG: 50 cm. Cantos y gravas angulosos envueltos en una matriz arenosa fina de color marrón claro.

GC: 100 cm. Gravas y cantos de paragneis, granito y algunos cuarzos heterométricos y con formas angulosas que aumentan de tamaño cara a superficie de este nivel.

GC_{es}: 150 cm. Gravas y algún canto, principalmente de paragneis con estratificación y paralelos a la pendiente.

G: 200 Cm. Color marrón claro. Formado por arenas que engloba gravas angulosas de paragneis, granito y cuarcita.

Suelo: 100 cm. Color negro. Suelo superficial, formado por un nivel mineral rico en materia orgánica, compuesto por arenas, limos y arcillas.

3. El ejemplo de la reconstrucción de los ambientes fríos en Galicia durante el Pleistoceno reciente

Los estudios paleoclimáticos llevados a cabo en Galicia (TRICART & PÉREZ ALBERTI, 1989; PÉREZ ALBERTI, 1991; VALCÁRCEL DÍAZ & PÉREZ ALBERTI, 1996; VALCÁRCEL DÍAZ, 1998) permiten conocer bastante bien cuál ha sido la evolución paleoambiental. Abundando más, el análisis de las formas y depósitos en la Serra de Ancares (VALCÁRCEL DÍAZ, 1998, VALCÁRCEL DÍAZ *et al.*, 1998) ha permitido conocer la existencia de tres fases geocriológicas mayores: el máximo avance, una fase intermedia y por último una fase en la que los glaciares se cobijaron en las partes más elevadas de la sierra, por encima de los 1500 m de altitud. Una evolución parecida se puede observar en otros macizos del noroeste, caso de Manzanaeda (PÉREZ ALBERTI, 1991). Al mismo tiempo, al analizar las formas, depósitos y, lo que es importante, las estructuras, de origen periglacial, se observa un claro escalonamiento, en este caso en Ancares, la sierra más profundamente estudiada (PÉREZ ALBERTI, 1983, 1986, 1991; VALCÁRCEL DÍAZ, 1998) con claras evidencias de haberse generado suelos helados. Encontramos una dinámica periglacial, relacionada con la presencia de condiciones ambientales propicias para la génesis de procesos de hielo/deshielo con ritmos diversos, sujetos, al igual que otros fenómenos naturales a leyes de zonación geográfica. Así, una taxonomía geocriológica establece en su nivel superior tres grandes pisos o cinturones: un piso de *permafrost*, caracterizado por la presencia permanente de hielo; un piso de congelación, en el que los fenómenos de congelación se producen sólo en un período del año, con la formación, en todo caso de suelos helados, gelisoles, y, por último, un piso con presencia de alternancias de hielo/deshielo en ciclos cortos (GORBUNOV, 1978). Las consecuencias de la presencia de uno u otro piso en un área determinada serán diferentes en cada caso. Por ejemplo, la presencia de *permafrost* originará formas características tales como glaciares rocosos o ciertos campos de bloques. Por contra, la presencia de un hielo estacional profundo dará lugar a otro tipo de formas, como es el caso de las crioturbações. Por otra

parte, la superposición en un mismo sector de facies morfosedimentarias distintas nos habla con claridad de una sucesión en el tiempo de condiciones paleoambientales diferentes.

Es evidente que, al igual que otros pisos controlados en último término por las condiciones macroclimáticas generales, estos pisos ascendieron o descendieron en altitud en la medida que unas condiciones climáticas, referidas en el tiempo, paleoclimáticas, variaron. Así, un descenso de la temperatura media debe ir acompañado de un descenso relativo del límite inferior de estos pisos. Sin embargo, al igual que ocurre con el fenómeno glacial, la temperatura no es el único factor climático que controla la dinámica periglacial. La humedad es otro elemento fundamental a tener en cuenta.

En las áreas de montaña gallegas aparecen formas características de este tipo de fenómenos, tales como glaciares rocosos fósiles, campos de bloques, cuñas de hielo fósiles o suelos crioturbaados. Son todos indicios de la presencia de suelos helados de uno u otro tipo, y tienen un gran valor a la hora de realizar una reconstrucción paleoambiental, dado que estas formas aparecen solamente cuando se dan unas condiciones de temperatura y precipitación precisas. Por ello pueden ser utilizadas como indicadores, y consecuentemente, como indicadores paleoambientales (KERSCHNER, H. 1978; HUMLUM, 1982; HAEBERLI, 1983).

Tomemos el caso de los glaciares rocosos. Se trata de acumulaciones de clastos cementados por hielo intersticial con evidencias de flujo, presentando formas lobuladas o en lengua. Actualmente todos los glaciares rocosos activos del planeta se encuentran en aquellos lugares donde las temperaturas medias anuales del aire (TMAA) son, por lo menos, inferiores a los -2°C (HAEBERLI, 1983; HUMLUM, 1982). Esta isoterma marca también el límite inferior del llamado *permafrost* discontinuo, plasmado en suelos helados permanentemente únicamente en exposiciones norte o noreste, por lo que los glaciares rocosos nos están indicando el límite inferior del *permafrost*. Nada nos impide pensar que si ello ocurre en la actualidad debió funcionar de manera semejante en el pasado y dado que este tipo de formas fósiles aparecen en la Serra dos Ancares o en diferentes lugares próximos de la Cordillera Cantábrica, podemos suponer que, cuando se originaron, existía un cinturón de suelos helados en estos sectores del noroeste peninsular. Otro tanto sucede cuando nos encontramos con ciertos campos de bloques de origen periglacial, extensiones horizontales de macroclastos que requieren para su formación la presencia de *permafrost* continuo, o sea, temperaturas inferiores a los -6°C de TMAA. Los campos de bloques aparecen en las superficies aplanadas que forman parte de las cumbres de las sierras gallegas, tales como Ancares, Queixa y Trevinca, por lo que también son una buena herramienta a la hora de establecer reconstrucciones paleoclimáticas.

Además de estas formas originales, existen otros elementos que podemos emplear, tales como la presencia de cuñas de hielo fósiles, como las descritas en el valle del Moia (Figura 15), afluente del Río Navia, que denotan la presencia de suelos helados a cotas relativamente bajas, como son los 500-600 m, o las crioturbaciones y la presencia de horizontes endurecidos (*fragipán*) en los suelos, que en todo caso señalan la presencia de suelos helados estacionalmente en profundidad, cuando no un auténtico *permafrost* (VALCÁRCEL DÍAZ & PÉREZ ALBERTI, 1996; VALCÁRCEL DÍAZ, 1998).

Fig. 15 – Cunha de gelo fóssil. Moia. Navia de Suarna. Lugo.
Fig. 15 – Fossil ice wedge. Moia. Navia de Suarna. Lugo.

Y si, a partir del análisis de las formas y depósitos periglaciares podemos conocer las características pelecliclimáticas reinantes, otro tanto podemos lograr si ponemos en relación el fenómeno periglacial con el glaciar. Sabemos que la formación de glaciares responde a un equilibrio dinámico frío/humedad. Según esto se pueden diferenciar dos modelos extremos de glaciario. Uno, condicionado por el gran aporte de humedad en forma de nieve dentro de un contexto frío, pero que no requeriría TMAA extremadamente bajas lo que propiciaría la génesis de un glaciario de tipo oceánico controlado principalmente por la abundancia de precipitaciones en forma sólida. Otro, contrapuesto, estaría apoyado en la existencia de un frío extremo, y originaría un glaciario continentalizado frío/seco. Estos dos modelos y todas sus variedades de transición, se dan en la actualidad en nuestro planeta. Los estudios sobre la evolución geomorfológica llevados a cabo en el noroeste de la Península Ibérica, demuestran a lo largo del Pleistoceno superior se dieron condiciones que variaron entre los dos modelos citados.

¿Cómo se puede saber? Cualquier glaciar se puede dividir en dos partes según la dinámica de acumulación/ablación: una parte superior o área de acumulación, y otra inferior o área de ablación, separadas por

una línea llamada Línea de Equilibrio Glaciar (ELA según sus iniciales en inglés). Tal como se avanzó, la temperatura de la ELA puede variar según el tipo de glaciario entre valores, deducidos a partir del estudio de glaciares activos, que oscilan entre los 0°C hasta los -14°C (Francou, 1989). Es evidente que en el glaciario oceánico la ELA estaría por debajo del límite de cualquier suelo helado y que por debajo de la ELA, en el glaciario continentalizado, se desarrollarían todo tipo de suelos helados. Si podemos establecer una relación entre los glaciares y la presencia de suelos helados podremos proponer un modelo geocriológico que defina el tipo de clima frío que se da en un momento determinado. Los estudios sobre climas fríos pleistocenos en Galicia, especialmente los desarrollados por M. Valcárcel Díaz en su tesis doctoral (1998) nos permiten establecer una sucesión de fases geocriológicas diferenciadas a lo largo de, por lo menos, el Pleistoceno Final, que ponen en relación la dinámica glaciar y la dinámica periglacial.

El citado autor ha establecido un primer momento caracterizado por la presencia en Galicia de una fase geocriológica oceánica, condicionada por el gran aporte de nieve dentro de un contexto frío aunque no extremo, dado que no se detecta la presencia de suelos helados por debajo del nivel de la ELA en los distintos macizos montañosos. Se correspondería con el momento de máximo avance de los glaciares en las montañas gallegas. El descenso de las TMAA con respecto a las medias actuales necesario

Fig. 16 – Mapas de paleotemperaturas da Galiza.

Fig. 16 – Paleotemperature maps of Galicia: a) mean annual temperature, b) oceanic geocriologic phase (ca. 30.000 BP), c) continentalized geocriologic phase (ca. 16.000 BP).

para que se diese esta fase sería del orden de 6°C (Figura 16 B).

Con posterioridad se ha detectado un segundo momento frío correspondiente a una fase geocriológica continentalizada, en la que, junto a la presencia de glaciares en las montañas más elevadas tenemos la aparición de suelos helados por debajo del nivel de la ELA. Este momento sería más frío que el anterior, dándose un descenso de la TMAA de unos 12°C, aunque los glaciares son menos extensos que en la fase anterior debido a una disminución en el aporte de humedad, ya que en respuesta al descenso de las temperaturas el clima global se hace más seco. Únicamente se conocen para esta fase los valores teóricos de las TMAA, así como el hecho de la existencia de una restricción importante en el ciclo hidrológico. Se daría una amplitud térmica muy grande, con los meses de invierno muy fríos y con olas de frío que harían bajar las temperaturas por debajo de los -25°C. En estas condiciones el suelo permanecería helado. Sin embargo, en un corto verano las temperaturas se situarían por encima de los 0°C y se daría un deshielo, por lo menos superficial. Estamos ante un clima del tipo que en la actualidad se da en la tundra siberiana (Figura 16 C).

Finalmente, el estudio del glaciario y de los suelos helados, ha permitido distinguir una última fase geocriológica continentalizada de altitud, que se puede desdoblar en dos momentos. En todo caso sería menos fría y estaría marcada por la presencia de glaciares rocosos emplazados en los sectores más elevados de las sierras orientales de Galicia (Ancares, Degaña, ...) coetáneos o posteriores al retroceso final de los glaciares (VALCÁRCEL DÍAZ, 1998). El descenso de la TMAA sería del orden de los 6-7°C, similar a la fase geocriológica oceánica, lo que indica que la disponibilidad de humedad en este momento es mucho menor (Figura 16 D).

4. Conclusiones

La reconstrucción paleoambiental requiere un análisis integrado. La geomorfología aporta una herramienta de enorme utilidad. Para ello es necesario, en primer lugar, llevar a cabo una detallada cartografía geomorfológica. La localización precisa de las diferentes formas y depósitos facilitará una mejor comprensión de las variadas problemáticas. El análisis sedimentológico, a nivel de afloramiento, introduce un valor añadido al proporcionar no solo información en lo referente al medio sedimentario sino que, cuando aparecen perturbaciones sin o post-deposicionales, caso de crioturbaciones, introduce una información de enorme valor paleoambiental.

La combinación de la descripción de las formas con el análisis sedimentológico ha permitido conocer

las diferentes fases frías que se han sucedido en el Noroeste de la Península Ibérica. La comparación de medios sedimentarios antiguos con otros activos, especialmente de Canadá e Islandia, nos ha permitido realizar una precisa identificación de procesos y consecuentemente, de paleoclimas. Las dataciones realizadas en la costa y en el interior de Galicia han permitido situar en el tiempo alguno de los procesos, desarrollados durante el Pleistoceno reciente. Sin embargo, a nuestro entender, el estudio evolutivo en el espacio debe ser una tarea primordial que, si se dispone de medios fiables, puede venir acompañada por su ubicación temporal. Ahora bien, la no existencia de dataciones, no empaña en absoluto la interpretación; únicamente deja en suspense una parte de la reconstrucción que podrá ser rellena en el futuro. Por otra parte, las actuales controversias sobre las dataciones, no hacen más que introducir elementos de duda que, en ningún caso, pueden hacer creer a los investigadores lo baldío de su esfuerzo.

BIBLIOGRAFÍA.

- BENEDICT, (1979): Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Artic Alp. Res.*, 2, pp. 165-226.
- CAMPY, M. & MACAIRE, J. J. (1988): *Géologie des formations superficielles. Géodynamique-facies-utilisation*. Ed. Masson, 443 pp. París.
- COSTA CASAS, M.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A. & PÉREZ ALBERTI, A. (1994): Caracterización de un depósito costero de la ría de Muros-Noia (La Coruña, Galicia). En Arnaez, García Ruiz y Gómez Villar (Eds.): *Geomorfología en España*. Sociedad Española de Geomorfología, pp. 356-368. Logroño.
- COSTA CASAS, M. (1996): *Formas e procesos costeiros nun sector da costa occidental galega (dende Fisterra ata Corrubedo). (Depósitos costeiros e evolución xeomorfolóxica)*. Memoria de Licenciatura. Universidade de Santiago. Inédita.
- DYLIK, J. (1967): Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. *Geografiska Annaler*, 49, ser. A, 2-4. pp. 167-177.
- EYLES, N., EYLES, C. H. & MIALI, A.D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30. pp. 393-410.
- FRANCOU, B. (1989): La stratogénèse dans les formations de pente soumises à l'action du gel. Une nouvelle conception du problème. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 40, 185-199.
- FRANCOU, B. (1990): Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1. pp. 249-263.
- FRANCOU, B. & HÉTU, B. (1989): Eboulis et autres formations de pente heterométriques. Contribution a une terminologie géomorphologique. *Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail «Regionalisation du Périglaciaire»*. Fasc. XIV. pp. 11-69.
- GORBUNOV, A.P. (1978): Permafrost investigations in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10, 2, 283-294.
- GUILLIEN, Y. (1951): Les grèzes litées de Charente. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 22. pp. 153-162.

- HAEBERLI, W. (1983): Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps, today and in the past. *Proceedings of the IV International Conference of Permafrost*. Fairbank, vol. I. 415-420.
- HUMLUM, O. (1982): Rock glaciers in northern Spitsbergen: A discussion. *Journal of Geology*, 90, 214-221.
- KERSCHNER, H. (1978): Paleoclimatic interferences from Late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research*, 635-643.
- KIRBY, M. J. & STATHAM, I. (1975): Surface stone movement and scree formation. *Journal of Geology*, 83, pp.349-362.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 13, pp 1-62.
- MIALL, A. D. (1978): Lithofacies and vertical profile models in braided rivers: a summary. En A.D. Miall, (Ed). *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Calgary, mem. 5. pp 597-604.
- MIALL, A.D. (1992): Alluvial deposits. En Walker, R. G. and James, N. P. (Eds.): *Facies Models: Response to sea-level change*. Geological Association of Canada. pp 119-142.
- MOARES DOMINGUEZ, C., MARTINEZ CORTIZAS, A. & PÉREZ ALBERTI, A. (1993): Procesos de edafización sobre algunos materiales de origen periglacial en las Sierras Orientales de Galicia (NW de la Península). En: Pérez Alberti, A., Guitián Rivera, L. & Ramil Rego, P. (Eds.): *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos*. pp 61-90. Xunta de Galicia. Santiago
- OZOUF, J-C.; COUTARD, J-P.; TEXIER, J-P. & BERTRAN, P. (1993): Colloque «Processus et depots periglaciaires de versant». Excursion «Grèzes Litées». Commission «Les Milieux periglaciaires» (U.G.I.), Groupe de travail des Procesus et Environnements Periglaciaires (A.I.P.), Association Francaise du Pergelisol (A. F. P.), Charentes – Perigord.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1979): *Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la Península Ibérica. La Galicia sudoriental*. Acta Geológica Hispana. Homenaje L.I. Solé Sabaris. pp 441-444.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1983): Procesos periglaciares e glaciares no Nordeste de Galicia. *Revista Terra*, n.º 3. Sociedade Galega de Xeografía. Santiago (1988). pp 78-86.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1986): *A Xeografía*. Ed. Galaxia. Vigo. 274 pp.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1986): La geomorfología de la Galicia sudoriental. Tesis Doctoral. Universidade de Santiago. Inédita.
- PÉREZ ALBERTI, A. & RODRÍGUEZ GUTIÁN, M. (1993): Formas y depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las Sierras Septentrionales y Nororientales de Galicia. En Pérez Alberti, A., Guitián Rivera, L. & Ramil Rego, P.: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos*. Xunta de Galicia, pp. 91-106.
- PÉREZ ALBERTI, A. & RODRÍGUEZ GUTIÁN, M. & VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1993): Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Septentrionales y Orientales de Galicia. En Pérez Alberti, A., Guitián Rivera, L. & Ramil Rego, P.: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos jacobeos*. Xunta de Galicia, pp. 61-90.
- PÉREZ ALBERTI, A., MARTÍNEZ CORTIZAS, A. & MOARES DOMÍNGUEZ, C. (1994): Los procesos periglaciares en el Noroeste de la Península Ibérica. En Gómez Ortiz, A., Simón Torres, M. & Salvador Franch, F. (Eds.): *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Universidad de Granada. Granada, pp. 33-54.
- PÉREZ ALBERTI, A. & VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1998): Caracterización y distribución espacial del glaciario en el noroeste de la Península Ibérica. En A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti (Eds.): *Las Huellas Glaciares de las Montañas Españolas*. Servicio de publicaciones da Universidade de Santiago de Compostela. pp. 17-54.
- PÉREZ ALBERTI, A., COSTA CASAS, M. & MARTÍNEZ CORTIZAS, A. (1999): Nuevas aportaciones al conocimiento del Cuaternario reciente en la costa atlántica de Galicia. In *Geoarqueología i Quaternary litoral. Memorial Maria Pilar Fuman*, 381-390. Universitat de Valencia. Valencia.
- TRENHAIL, A. S., PÉREZ ALBERTI, A., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., COSTA CASAS, M. & BLANCO CHAO, R. (1999): Rock coast inheritance: an example from Galicia, Northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, n.º 24, pp. 1-17.
- TRICART, J. (1981): *Geomorphologie climatique*. En col: *Précis de Geomorphologie*. Tome III. ed. SEDES. Paris.
- TRICART, J. & PÉREZ ALBERTI, A. (1989): Problemas de paleoclimatología: importancia e impacto del frío durante el Cuaternario. *Actas do Simposio internacional «Otero Pedrayo e a Xeografía de Galicia»*, pp. 74-91. Consello da Cultura Galega. Santiago de Compostela.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M. (1998): *Evolución geomorfológica y dinámica de las vertientes en el NE de Galicia. Importancia de los procesos de origen frío en un sector de las montañas lucenses*. Tesis doctoral. Universidade de Santiago de Compostela. Inédita.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M. & PÉREZ ALBERTI, A. (1996): Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglacial en el valle de Moia (cuenca alta del río Navia-NW ibérico). En Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chestworth, W. & Martínez Cortizas, A. (Eds.): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. pp. 79-90. Santiago.
- VALCÁRCEL DÍAZ, M.; BLANCO CHAO, R.; MARTÍNEZ CORTIZAS, A. & PÉREZ ALBERTI, A. (1998): Estimación de las paleotemperaturas en Galicia durante el último ciclo glacial a partir de datos geomorfológicos y climáticos. En A. Gómez Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. pp. 767-770. Barcelona.
- WALKER, R.G. (1992): Facies, facies models and modern stratigraphie concets. In Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.): *Facies models: response to sea-level change*. Geological Association of Canada. Toronto, 1-14.