



EVOLUCIÓN MORFOCLIMÁTICA DEL PAÍS VASCO DURANTE EL CUATERNARIO: ESTADO DE LA CUESTIÓN

Morphoclimatic evolution in the Basque Country during Quaternary

M.^a J. González Amuchastegui

*Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco
Francisco Tomás y Valiente s/n. 01006 Vitoria-Gasteiz. E-mail: fgpgamm@vc.ehu.es. Fax: 945 013309*

Resumen: Se presenta un estado de la cuestión sobre el conocimiento de la evolución cuaternaria del relieve en el País Vasco. Se trata de una revisión de las principales aportaciones a partir de tres grandes líneas de investigación: el estudio de la evolución litoral, de las manifestaciones frías y de la karstificación y evolución fluvial. Se plantean además las grandes cuestiones que quedan por resolver desde la geomorfología vasca.

Palabras clave: Cuaternario, País Vasco, evolución litoral, karstificación, periglaciario, glaciario.

Abstract: Geomorphological evolution during Quaternary in the Basque Country is presented in this paper. We consider three main research lines: litoral evolution, the action of cold stages, and finally karstification and fluvial evolution. Results are presented in synthesis tables.

Key-words: Quaternary, Basque Country, litoral evolution, karstification, periglaciario, glaciario.



González Amuchastegui, M.^a (2000). Evolución morfoclimática del País Vasco durante el Cuaternario: estado de la cuestión. *Rev. C. & G.*, 14 (3-4), 79-99. © SEG. AEQUA. GEOFORMA Ediciones

1. Introducción

Con este trabajo se pretende establecer el estado de la cuestión sobre el conocimiento del Cuaternario en el País Vasco desde el punto de vista geomorfológico. Para ello se hace una revisión de las principales aportaciones realizadas por distintos autores, con vistas a la elaboración de una tabla final, o mejor cuadro de trabajo, entendido éste desde un punto de vista abierto, dado su carácter provisional y de transición hacia investigaciones futuras.

Aunque existen modelos generales de validez mundial para la evolución del Cuaternario, cuando aplicamos las conclusiones a escalas regionales, comienzan las dificultades, lo que señala la necesi-

dad de realizar estudios locales. A ello se une la escasez de síntesis geomorfológicas (Pérez González et al, 1986) de carácter regional que aconsejan la realización de trabajos como el aquí presentado.

En el País Vasco el estudio de la evolución del medio durante el Cuaternario es un objetivo abordado desde distintas disciplinas, la Paleoclimatología, la Prehistoria, la Paleontología, Geomorfología..., que confluyen en un objetivo común desde perspectivas diversas, siendo además, cada vez más frecuentes los estudios que parten de una visión interdisciplinar.

El desarrollo de este trabajo sigue un tratamiento temático centrado en las huellas que los distintos agentes morfogenéticos han dejado sobre el territorio a lo largo del Cuaternario: la evolución de los

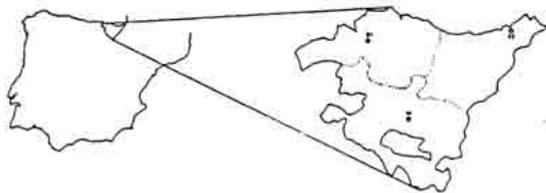


Figura 1. Localización de la zona de estudio.
Figure 1. Location of the study area.

niveles marinos, las manifestaciones frías y la acción fluvial y kárstica, siguiendo los principales centros de interés desarrollados por las investigaciones. Estas se han basado fundamentalmente en argumentos morfológicos y en el análisis de los depósitos correlativos de las distintas fases, siendo todavía escasos los resultados obtenidos a partir de dataciones absolutas. Este tratamiento, además, resulta clarificador como paso previo para la elaboración de una síntesis final, de carácter provisional, basada única y exclusivamente en las aportaciones llevadas a cabo por los autores citados en el texto y en la que se relaciona la acción morfoclimática de las distintas dinámicas.

2. La Evolución de los niveles marinos

El Golfo de Vizcaya se caracteriza por la existencia de un contraste entre la morfología de las zonas N y S en sus márgenes continentales. El margen N es de tipo pasivo o atlántico, mientras que el S puede ser considerado como un margen activo fósil que sufrió una fuerte deformación y acortamiento como consecuencia de fenómenos de subducción de corteza oceánica bajo la Península Ibérica durante el Cretácico superior y Eoceno durante la formación del Golfo de Vizcaya. Este borde sur comprende la zona E de Asturias, Cantabria y País Vasco, se caracteriza por fuertes acantilados, con playas escasas y rías estrechas y alargadas.

Este hecho motiva que las variaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario reciente en esta zona, se deban a factores glacioeustáticos y a factores tectónicos de ascenso continental, rela-

cionados con los movimientos de las placas Ibérica y Europea.

A lo largo del litoral cantábrico vasco son escasos los niveles marinos cuaternarios bien documentados, a lo que se une una escasez de estudios, si exceptuamos los realizados por Hernández Pacheco y Asensio Amor (1966), Edeso (1990), los elaborados por Cearreta et al (1992), Edeso et al (1988), o por Cearreta et al (1991). En zonas próximas es importante señalar los trabajos de Mary (1983,1992) en Asturias, o por Moñino (1986) en Cantabria.

La investigación sobre la evolución de la costa a lo largo del Cuaternario, se ha centrado en tres ámbitos: el litoral, la plataforma continental y el fondo abisal (Figura 2).

2.1 *Ámbito litoral*

La costa de Vizcaya y Guipuzcoa es de tipo estructural, poco recortada y muy abrupta. Únicamente en los lugares donde la fracturación es elevada, se han desarrollado profundas entalladuras donde se localizan los principales estuarios y desembocaduras, como el del Bidasoa, Oyarzun, Urumea, Oria, Urola, Deba, Oka o Bilbao. En este ámbito, el estudio de la evolución marina se ha centrado en:

- Las plataformas de abrasión marina, denominadas rasas, y sobre las que ocasionalmente se conservan restos de depósitos marinos.
- Las desembocaduras de los ríos, desarrolladas sobre las rías, caracterizadas por importantes rellenos sedimentarios y a las que se asocian también depósitos típicos de zonas litorales, como playas y dunas.

2.1.1 Las plataformas de abrasión marina

Estas superficies están mejor desarrolladas en el sector occidental de la costa cantábrica (W de Asturias y Galicia), donde se han llegado a definir 3 niveles precuaternarios y hasta un máximo de 7 para el Cuaternario de Galicia, (Nonn, 1966; Vidal Romaní, 1989) y 6 para Asturias y Cantabria (Mary, 1983, Hoyos, 1987; Moñino et al., 1987), sin embargo, éstos niveles no han podido ser datados con exactitud dado su carácter azoico.

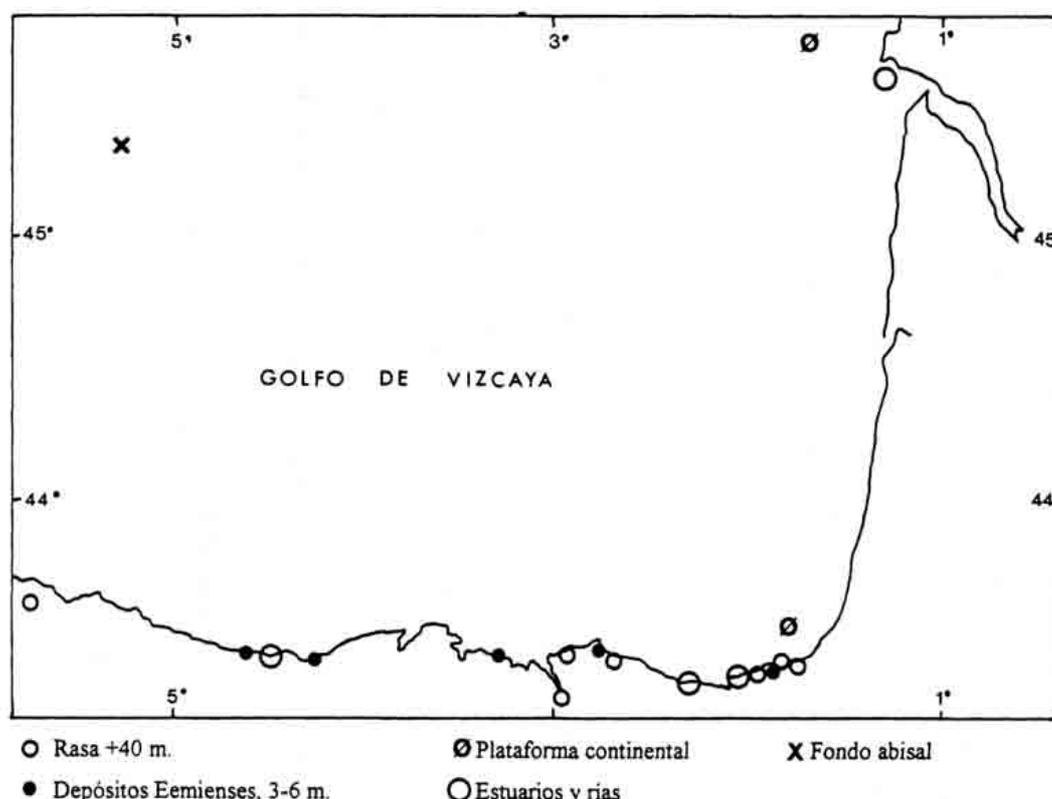


Figura 2. Localización de los depósitos litorales y marinos analizados (Cearreta, et al. 1992).
 Figure 2. Location of marine and coastal deposits analyzed (Cearreta, et al. 1992).

En el litoral vasco, sólo se han identificado dos niveles de rasa:

- Un nivel de rasa a unos 40 m. sobre el nivel del mar actual, con una continuidad espacial importante. Ha sido identificada en Castro Urdiales, Bilbao-Plencia, Bermeo-Mundaka y Jaizkibel-Bidasoa. Sobre este nivel aparece un conjunto de materiales detríticos que denotan su origen marino.
- Un segundo nivel de rasa generalizado se sitúa a unos 6 m. por encima del nivel actual medio, fosilizado por una serie de depósitos de origen marino. A este nivel corresponden los depósitos de Castro Urdiales (Cantabria) Gorliz (Vizcaya) y Anzaran (Guipuzcoa).

Según el modelo de cambios en el nivel del mar basado en las curvas de isótopos de oxígeno (Shackleton y Opdyke, 1973), el nivel del mar vuelve más o menos a la misma posición en los

distintos interglaciares, a excepción del último, (90.000-125.000 B.P.), en el que el nivel del mar llegó a situarse a 6 m. por encima del nivel actual. Esto parece indicar que los depósitos marinos levantados por encima del citado, han debido ser desplazados hasta su situación actual mediante levantamiento tectónico (Shackleton, 1975). De ser cierta la hipótesis de Shackleton (1973) y de no haber intervenido la tectónica, el nivel de rasa situado a 6 m. podría asociarse, al último interglaciario, mientras que el otro nivel sería de edad más antigua.

2.1.2. Desembocaduras de los ríos

Los medios estuarinos reúnen las condiciones más favorables para la determinación de los cambios relativos en el nivel del mar ya que incluyen grandes volúmenes de sedimento bien preservados, con secuencias complejas que contienen niveles marinos, salobres y de agua dulce.

Tras el Último Máximo Glaciar, que supuso el descenso del nivel del mar en torno a unos 150 m. por debajo del actual (Cearreta et al, 1992), comenzó un periodo transgresivo en respuesta al cambio en las condiciones climáticas, que implicó la inundación de las zonas litorales, transformando las desembocaduras de los ríos en estuarios de tipo ría y su paulatino relleno sedimentario. Ters (1973) y Mary (1992), estiman que hacia el 10.000 B.P., el nivel medio del mar se situaba a unos 45-50 m. por debajo del actual.

La mejor caracterización del Holoceno en esta zona está representada por la formación de los estuarios y sus depósitos (Bidasoa, Gernika, Bilbao, Santoña, Santander), la deposición de barras litorales y playas de arena (Hendaia, tómbolo de San Sebastián, Plencia, Laredo, tómbolo de Berria) y la acumulación de dunas eólicas costeras (Zarauz, Gorniz, Areta, Laredo, San Vicente de la Barquera). Su estudio ha permitido establecer un conjunto de etapas transgresivas y regresivas tal y como estableció Edeso (1994) para el caso de la depresión Zarauz.

2.2 La plataforma continental

A partir del análisis de distintos sondeos realizados en el borde NE del Golfo de Vizcaya, al W del estuario de La Gironde, se ha establecido la evolución paleogeográfica de este sector durante el último glaciar y la caracterización del tardiglaciar, como una época de ambiente periglaciar, y el máximo transgresivo flandriense.

2.3 El fondo abisal

La posibilidad de establecer correlaciones de detalle entre distintos sondeos efectuados en fondos oceánicos, ha puesto de manifiesto que la sedimentación en estas áreas oceánicas es esencialmente continua.

Se ha establecido la estratigrafía del Pleistoceno superior y del Holoceno del Golfo de Vizcaya (Cearreta et al 1992) a partir de criterios diferentes: sedimentología, la abundancia relativa de las fracciones orgánica e inorgánica, distribución y frecuencia de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos y el sentido de enrollamiento dominante de la especie *Globigerina pachyder-*

ma. Este estudio ha permitido establecer una evolución paleogeográfica de este sector desde el último interglaciar hasta la actualidad.

Al comparar desde un punto de vista cronológico las edades obtenidas para los depósitos marinos del Golfo de Vizcaya con los procedentes del dominio continental en el SW de Francia, se observa que en el medio marino los estadios glaciares parecen tener menor duración que en el continente, mientras que los interestadios más cálidos parecen tener más duración en el medio marino.

2.4 Síntesis evolutiva

Los resultados de las distintas investigaciones realizadas permiten establecer como síntesis provisional para la caracterización de la evolución cuaternaria, los siguientes puntos:

- El Pleistoceno (Edeso, 1990, 1992). Es este un período poco conocido, dada la escasez de dataciones realizadas.
 - En el litoral vasco se ha identificado un nivel de rasa a unos 40 m. sobre el nivel del mar actual con una continuidad espacial importante. Su formación y situación se relacionan con la acción marina, pero también con la presencia de movimientos tectónicos.
 - Transgresión asociada al último interglaciar (125.000 BP). A este momento podría corresponder el modelado de la rasa +6 m., según las hipótesis de Shackleton (1973).
 - Regresión relacionada con el último máximo glaciar: incisión y excavación de los ríos que ocupan una situación próxima a los 100 m. por debajo del nivel del mar actual.
- Durante el Holoceno se produjo un ascenso del nivel del mar que inundó estos valles fluviales y permitió el desarrollo de los actuales sistemas de estuarios, playas y dunas. Su estudio ha permitido establecer un análisis detallado de la evolución marina para este periodo en el País Vasco (Cearreta et al, 1992), que se caracteriza por un conjunto de oscilaciones marinas, de corta duración y moderada intensidad, a excepción de la primera, que se corresponde con la transgresión flandriense. La secuencia evolutiva de los

niveles marinos a lo largo del Holoceno es (Edeso, 1991,1992):

a) Primera transgresión. La deglaciación produjo la rápida elevación del nivel medio del mar, particularmente rápida hasta 6.000 B.P. Las fechas de estas pulsaciones no se conocen con seguridad, aunque ya se habían iniciado en el 7.810+/- 130 B.P., y posiblemente en torno al 9.000 B.P., y no había concluido para el 5.810+/-170 B.P. (Edeso, 1990).

Esta fase es la que se conoce como el Máximo Transgresivo Flandriense, y es en estos momentos, cuando el nivel marino alcanzó sus cotas más elevadas. Se corresponde con el Estadio Atlántico y se ha identificado de manera generalizada en

numerosos estuarios cantábricos desde Asturias al País Vasco a partir de la terraza situada a 1-2 m. sobre el nivel del mar actual. Edeso (1994) denomina a esta fase transgresiva *Herriko-Barra* (Figura 3).

b) Primera fase regresiva. Tuvo lugar entre el 5.810+/-170 y el 4920 +/-100 BP. (Cearreta et al, 1992; Edeso, 1994). El nivel marino experimentó un brusco retroceso, aunque no se puede precisar la altura del mar en estos momentos. Se produjo la emersión de algunos espacios costeros, iniciándose su desmantelamiento o su reconversión en zonas de marismas de agua dulce o salada, tal y como se observa en la depresión de Zarauz o en el

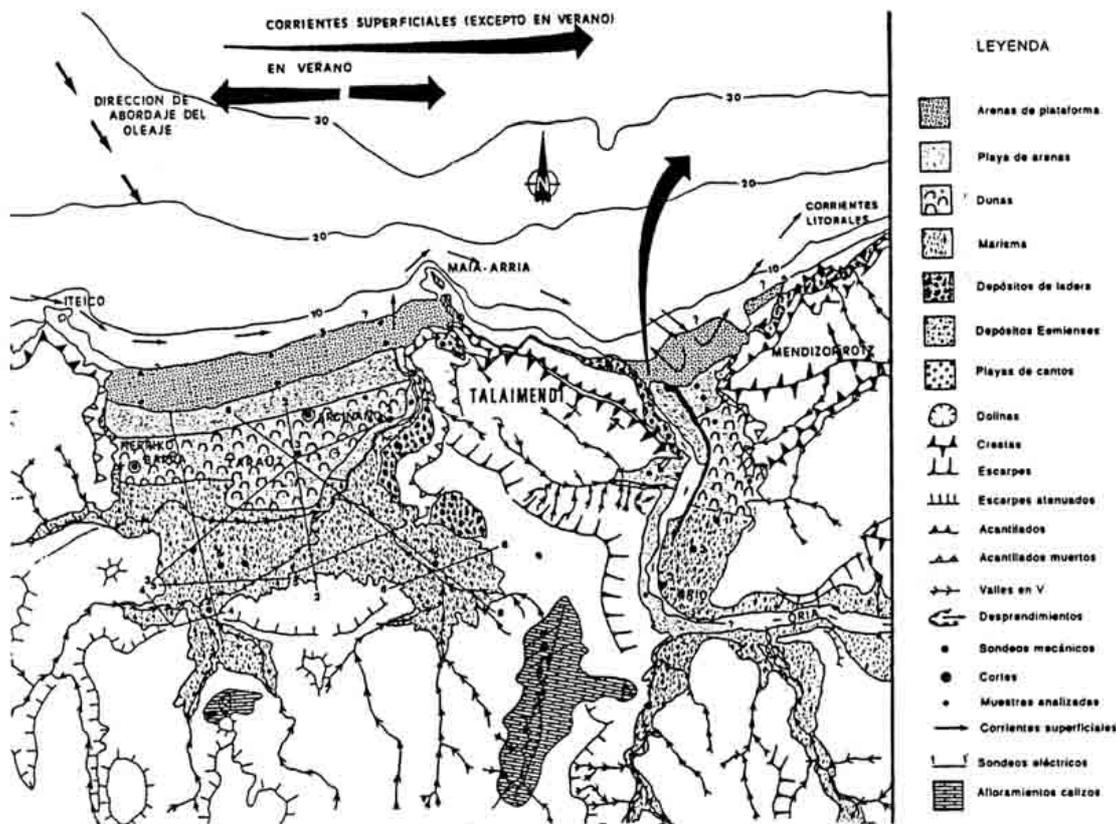


Figura 3. Mapa geomorfológico de la depresión de Zarauz (Edeso, 1994).
 Figure 3. Geomorphological map of the Zarauz depression (Edeso, 1994).

Tabla 1. Niveles Marinos. E.I.: Estadio isotópico; GM: Máximo Glaciar; LIG: Último Interglaciar; LGM: Último Máximo Glaciar. La tabla refleja los resultados de la bibliografía citada en el texto.

Table 1. Marine Levels. E.I.: Isotopic stage; GM: Glacial maximum; LIG: Last interglacial; LGM Last glacial maxima. Table reflects the results of the literature cited in the text

Época	Cronología			Manifestación	Localización
	Edad (B. P.)	Periodo climático	E.I.		
Holoceno	0	Actual		Transgresión Regresión. Formación de dunas	Estuario del Bidasoa. Zumaia Gros-Miracruz, Fuenterrabía, Zarauz, Zumaia, Gorniz
		Subatlántico	1	Transgresión Dunquerque	Jaizkibel, Punta Mendata
		Subboreal Atlántico Boreal Preboreal		Regresión. Formación de dunas Transgresión Flandriense	Zarauz, Bidasoa, Gorniz Estuarios cantábricos: Pasajes, Gernika, Bilbao, Bidasoa, Zarauz
	10.000				
Pleistoceno		Tardiglaciar		Mantenimiento regresión	La Gironde. Fondo Abisal Golfo de Bizkaia
	18.000	LGM	2	Regresión	La Gironde. Fondo Abisal Golfo de Bizkaia
			3	Transgresión	La Gironde. Fondo Abisal Golfo de Bizkaia
	90.000		4 5 a,b 5 c,d	Regresión	Fondo Abisal Golfo de Bizkaia
	125.000	LIG		Rasa 5e Depósitos marinos + 3-6 m.	Castro Urdiales, Gorniz, Zarauz y Anzaran
Medio	190.000	GM	6		
	250.000	Interglaciar Holsteiniense	7	Rasa +40 m	Castro Urdiales, Bilbao- Plentzia, Bermeo-Mundaka y Jaizkibel-Bidasoa

Bidasoa La exhumación de amplias superficies arenosas, va a favorecer un importante modelado eólico, desarrollándose importantes cordones litorales.

- c) Segunda fase transgresiva, conocida en la literatura europea como Dunquerque, se corresponde por la denominada por Mary, Xivares y que Edeso (1990) denomina *Jaizkibel*. Se inicia hacia el 4920±100 B.P. y se prolonga hasta el 2.740±100 B.P. (Edeso, 1990). Con ella se produjo la destrucción total o parcial de las barras y cordones eólicos que se habían formado en la fase

anterior, así como la inmersión de las marismas y estuarios.

Algunos autores niegan el significado climático de esta segunda fase transgresiva, al interpretarla como un momento de pasividad tectónica, intercalado en una dinámica de ascenso continuo del borde costero cantábrico, también durante el Holoceno. Esta actividad lógicamente daría lugar a un descenso relativo del nivel del mar durante ciertos momentos, enmascarando así el fenómeno general de ascenso eustático del nivel del mar a escala mundial (Flor, 1983 y Rivas y Cendrero, 1987).

- d) Segunda fase regresiva. Se inicia con posterioridad al 2.740 B.P. \pm 90 y concluye hacia el 1.420 \pm 20 B.P. (Edeso, 1990). Esta nueva regresión favorece el desarrollo de amplias marismas intermareales y supramareales, así como de llanuras lutíticas, tal y como se observa en todas las desembocaduras fluviales. Además el modelado eólico alcanza una gran intensidad: campos de dunas de Gros-Miracruz, Ibaeta-San Sebastián, Fuenterrabía-Hendaia, Orio y Zarauz, Zumaia, Gorliz-Plencia, etc.

Un nuevo elemento interviene en la dinámica del paisaje: la acción antrópica, que como consecuencia de su intervención sobre el medio, deforestación..., provoca la aparición de grandes masas de derrubios de origen fluvial que colmatan la parte distal de los estuarios vascos.

- e) Tercera fase transgresiva. Tan sólo se ha reconocido en el estuario del río Bidasoa (Edeso, 1990) y en los alrededores de Zumaia, conformando sendos niveles marinos que fosilizan los depósitos asociados a la fase regresiva anterior. El techo de ambas formaciones queda a unos 40 cm. por encima del máximo nivel alcanzado por el mar durante la pleamar. Las dataciones de Carbono 14, arrojan una antigüedad de 1.420 \pm 70 B.P. (Edeso, 1990).
- f) Tras esta pequeña pulsación transgresiva, el nivel del mar se estabilizó en su posición actual. Las partes medias e internas de los estuarios van a estar dominadas por zonas semipantanosas y marismeñas, mientras que en las desembocaduras se van a desarrollar importantes barras, flechas y playas arenosas, adquiriendo la costa su fisonomía actual

Hoy la intervención antrópica ha alterado drásticamente la primitiva fisonomía de este espacio (Rivas y Cendrero, 1992): destrucción de dunas y playas soterradas por la urbanización, colmatación de marismas, construcción de malecones..., de tal manera que su fisonomía poco tiene que ver con la original.

2.5 Síntesis y discusión

En la actualidad el conocimiento de la evolución del litoral vasco a lo largo del Pleistoceno y el Holoceno es poco detallado, aunque las investigaciones continúan, por lo que las lagunas existentes irán siendo paulatinamente superadas. En cualquier caso, el estudio de los depósitos asociados a los medios estuarinos, playas y dunas han permitido definir una secuencia evolutiva mucho más detallada para los tiempos holocenos que para el Pleistoceno. A éste se asocia la presencia de dos niveles de rasa bien definidos (+40 y +6 m.), mientras que para los tiempos holocenos se han establecido un conjunto de oscilaciones marinas de moderada intensidad, a excepción de la asociada al Máximo Transgresivo Flandriense.

Hay un último punto que es interesante señalar a la vista de los resultados de los datos analizados correspondientes al Cantábrico oriental y su inscripción en alguno de los modelos de curva de variación del nivel del mar durante el Holoceno. Estos, concuerdan con la curva propuesta por Fairbridge (1961) y apoyada por Ters (1973), que defienden una curva de variación del nivel del mar para el Holoceno con oscilaciones pronunciadas, frente al modelo propuesto por otros autores como Delibrias y Guillier (1971), cuya curva presenta un ascenso continuo del nivel del mar, con una velocidad de ascenso decreciente desde los 7.000 B.P. hasta la actualidad (Cearreta et al, 1992). La magnitud y valores recogidos en diferentes medios sedimentarios han probado la existencia de fluctuaciones climáticas durante el Holoceno.

3. Las manifestaciones frías

El estudio de las huellas dejadas por el frío en el País Vasco no ha sido resuelto de manera definitiva, debido a la situación y características geográficas del territorio en cuestión. En efecto, su situación litoral, y altiméricamente localizada en el límite de las nieves perpetuas establecido hace ya tiempo por Lautensach (1964), o en sus proximidades (Peña, 1991), hace que aparezcan un conjunto de testimonios y depósitos cuya interpretación resulta complicada.

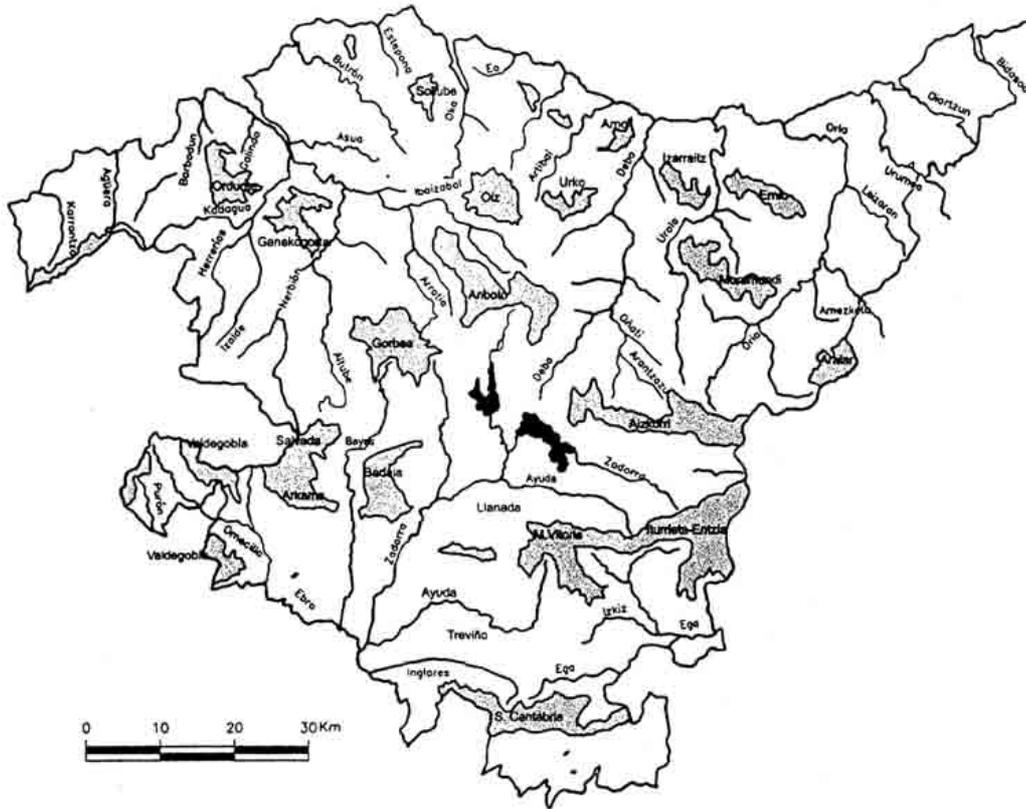


Figura 4. Red hidrográfica y principales macizos citados en el texto.

Es un tema que ha sido tratado por numerosos autores, aunque los estudios no son sistemáticos en cuanto al territorio y los centros de interés analizados. En efecto, son numerosas las citas sobre las huellas del frío en el País Vasco, así cabe citar los trabajos de Gómez de Llerena (1948), Kopp (1965), Duvernois et al (1977), Gutiérrez Elorza (1986), Martínez de Pisón y Arenillas (1984), Martínez de Pisón y Alonso (1993) o Ugarte (1985, 1987, 1992, 1994) sobre el glaciario de Aralar, Schmidt-Tomé (1973) y la Diputación Foral de Vizcaya (1986), sobre el glaciario de Gorbea, o los realizados por Llopis Lladó et al. (1957) que señalan la existencia de huellas de crioturación en distintas cuevas de Guipuzcoa o la existencia de coluviones periglaciares muy próximos a la costa vizcaína (Bermeo-Matxitxako); este tipo de depósitos litorales, que testimoniarían la presencia de fríos muy rigurosos, son también citados por Santana (1966) en el sector de Castenalde. Otros trabajos son los realizados por

Kornprobst y Rat (1967), sobre la presencia de coluviones periglaciares en ambientes kársticos, próximos a Mondragón, la Tesis de Hazera (1968) para la región de Bilbao, o ya en la década de los 80, la síntesis que sobre el periglaciario realizó González Martín (1984), o los trabajos llevados a cabo por Ugarte et al (1984), Ugarte (1985), Guendon et al (1986), González Martín et al (1988), que analizaron los coluviones que tapizan las laderas septentrionales de Aralar, Aizkorri y Aloña.

En cualquier caso, puede decirse que las aportaciones han sido numerosas, sin embargo, una interpretación definitiva sobre la magnitud, intensidad y extensión de las huellas dejadas por el frío no es todavía un tema cerrado, y ello precisamente porque algunos de los estudios, citan testimonios cuya ubicación: zona litoral, interior de cavidades kársticas, implican la presencia de fríos muy rigurosos, que no encuentran su respuesta en las huellas halladas en el exterior.

3.1 El estudio del glaciario

Es este un tema que ha sido objeto de numerosos estudios que no han dado una respuesta definitiva. Esta falta de conclusión se debe a las características naturales del medio, en tanto que los cordales montañosos en los que se inscribiría la acción glaciaria alcanzan altitudes situadas próximas de la teórica línea de las nieves perpetuas establecida por distintos autores.

Las huellas de un posible glaciario se centran en la sierra de Aralar, donde aparece un conjunto de depósitos y morfologías que parecen atestiguar la existencia de un sistema morfogenético glaciario que afectó a los Montes Vascos. Los mejores testimonios se sitúan en el valle de Arritzaga o en el valle colgado de Antziriko-ordeka. En el primero aparece un depósito morrénico, mencionado por Gómez de Larena (1948), Kopp (1965), Duvernois et al. (1977), y Ugarte (1985) que fue inicialmente interpretado como una morrena frontal procedente de un valle lateral, pero que revisiones posteriores han definido como los restos de una morrena lateral asociada a un glaciario que recorrería el valle y cuyo análisis sedimentológico definió como un till subglacial (Bordonau et al., 1992). Todo ello sugiere la existencia de un glaciario que ocupó el valle desde su nacimiento en Errenaga y Unako-putsoa hasta Buruntuzin (4-5 km.) y la existencia probable de restos glaciares en las partes altas de las montañas entre Pardarri y Ganbo, donde pueden observarse un lapiaz de origen nivokárstico y otras formas nivales derivadas. Desde el punto de vista morfológico, la interpretación resulta más problemática puesto que a pesar de que el valle de Arritzaga ha sido definido repetidamente como una artesa glaciaria, su morfología no resulta en absoluto clara. Sin embargo sí podemos citar otra serie de morfologías asociadas a la acción de un glaciario reciente, como son umbrales y cubetas de sobreexcavación glaciaria situadas en laderas orientadas al NE.

Por otro lado, en Etitzegi (925-950 m.), aparece un nuevo depósito con morfología en arco que cierra la cabecera de un pequeño escarpe, definido por Duvernois et al. (1977) como glaciario, posteriormente matizado por Ugarte (1985, 1992), como una pequeña morrena de nevado, o un glaciario rocoso (Gutiérrez Elorza, 1986) y que finalmente ha sido definida como una morrena que cierra una pequeña zona de acumulación. Estas argumentaciones se basan en cri-

terios morfológicos, estando en marcha un estudio más detallado que pueda arrojar luz sobre el tema.

Hay además, otra serie de depósitos cuya interpretación resulta muy problemática. Nos referimos a los depósitos del piedemonte NE-N (Balerdi-Azkarate), que Kopp (1965) definió como el nivel morrénico más bajo (500-400 m.), y que posteriormente Ugarte (1992), matizó como depósitos cuyo origen podría ser glaciario o periglaciario pero que bajo ninguna circunstancia podrían considerarse como morrénicos.

Otras formaciones, ya de claro carácter periglaciario, son las que tapizan las laderas N y NE de Aralar; éstas alcanzan su máxima extensión en Larraitz, Amezketa, Bedaio (400 m.) y Azkarate y están claramente situadas en las laderas N y NE.

Una revisión profunda de los trabajos anteriores y recientes, y la comparación con perspectiva geográfica de zonas próximas (Castañón y Frochoso, 1992), en un intento de síntesis del problema, ha llevado a analizar de nuevo la cuestión (Figura 5). Actualmente se confirma la existencia de una morrena lateral en el valle de Arritzaga, sector de la Mina. Sin embargo, dadas las altitudes en las que nos situamos, 1.427 m. en su altitud máxima, tan sólo podemos interpretar los restos señalados como las huellas de un glaciario marginal de tipo frontolateral, en el que los condicionamientos geográficos desempeñaron un papel fundamental: morfoestructuras y proximidad al mar que produce una sobrealimentación nival, en un ambiente de escasa insolación y permanentemente húmedo. Así parecen indicarlo la situación de las zonas de acumulación de orientación preferencial NE, a sotavento de los vientos, dando lugar a un efecto de sobreacumulación nival y el desarrollo de morfologías de circo y umbrales en laderas orientadas al NE.

En el resto de las montañas de la divisoria, no puede hablarse de restos glaciares. Estos, como ya se ha comentado, han sido citados en zonas del Gorbea; así los estudios en esta área (Schmidt-Tomé, 1973 y Dip. F. de Vizcaya, 1986) señalan una intensa actividad glaciaria; sin embargo estas huellas no han podido ser confirmadas.

No existen referencias sobre un posible glaciario en la zona de Aizkorri-Aloña. Sí parece evidente la influencia de la nieve en el karst entre Aratz-Aizkorri y Artzanburu (dolinas, simas, lapiaz profundo), o en la zona de la depresión de Urbia-Oltza.

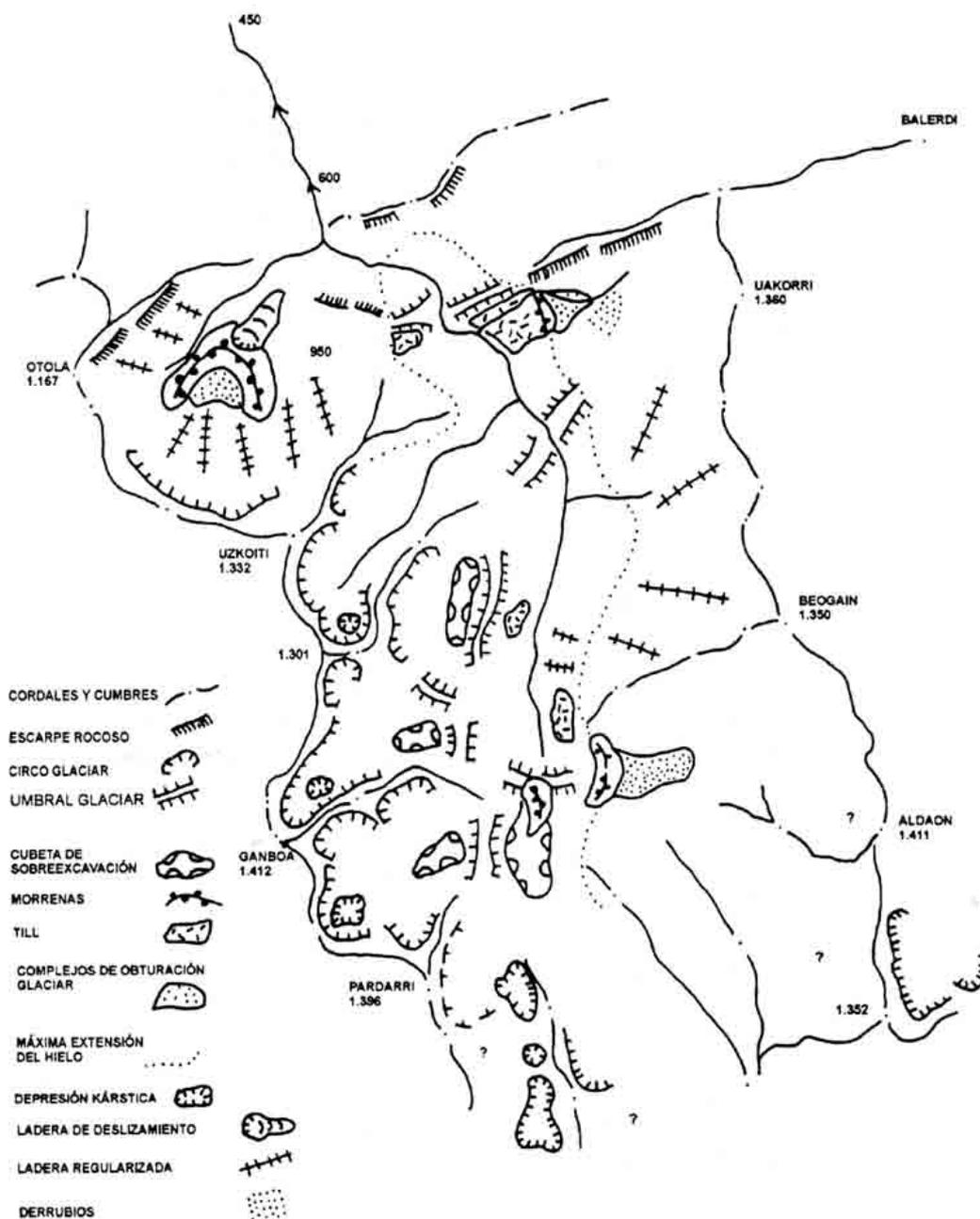


Figura 5. Esquema geomorfológico del valle de Arritzaga.
 Figure 5. Geomorphological scheme of Arritzaga valley.

3.2 El estudio del periglacialismo

Hay numerosas referencias que señalan la existencia de un ambiente periglacial riguroso en

el País Vasco: antecedentes de crioturación en cuevas (Llopis Lladó y Gómez de Llarena (1949), y Llopis Lladó et al (1957) o en zonas muy próximas al litoral (Santana, 1966). Estos depósitos

aluden a unas condiciones climáticas de rigurosidad que exigen la presencia de testimonios de fríos muy intensos en superficie. Sin embargo, es precisamente la inexistencia de una concordancia superficial-hipogea la que ha hecho dudar de la correcta interpretación de los depósitos arriba citados. En superficie las manifestaciones de tipo periglaciario, son más bien propias de un clima frío poco riguroso, que ha generado, tan sólo criocanchales, algunas grèzes litéas y fenómenos de soliflucción. Su estudio se ha centrado en el caso de la vertiente cantábrica en la cabecera del río Deba (Ugarte et al, 1984), mientras que en la vertiente mediterránea no existen estudios sistemáticos que permitan sacar conclusiones definitivas. Del análisis del conjunto de los depósitos puede establecerse una tipología a la que se asocia también una interpretación:

- a) Los depósitos de grèzes litéas, son los testimonios de las condiciones frías más rigurosas encontradas en la zona. En la vertiente cantábrica son escasos y se suelen asociar a estratos de caliza para-urgoniana, de naturaleza margosa, como los situados en la carretera de acceso desde Oñate al santuario de Arantzazu.

En la vertiente mediterránea, los depósitos de grèzes litéas encontrados se asocian a un espectro litológico mayor, entre ellos dolomías y calizas cretácicas de la sierra de Arcena y sierra Cantabria, donde forman depósitos de cierta entidad.

- b) Aparece otro conjunto de depósitos coluvionares no estratificados, en cuya génesis en ocasiones intervienen claros síntomas de gelifracción, como ocurre en los depósitos del dorso de cuesta de Aloña, mientras que en otras, tan sólo podríamos hablar de otro tipo de mecanismos más ligados a factores estructurales (desfiladero de Atxarte en Vizcaya) o topográficos.
- c) Otra manifestación es la soliflucción. En las vertientes del País Vasco se aprecian dos etapas de soliflucción, una relativamente reciente de carácter azonal, formada bajo condiciones húmedas, que fosiliza a otra más antigua. Sin embargo, su asociación a un tipo de soliflucción «fría», es

descartada dada la gran potencia de la mayor parte de los depósitos ya que los que se asocian a este ambiente no suelen superar algunos centímetros de espesor. No por ello se descarta totalmente la posibilidad de que algunas formaciones, sobre todo en las proximidades de Oñate, tengan un origen frío, pero sí la mayoría que en numerosos casos son muy semejantes a los deslizamientos actuales que afectan a las vertientes vascas (Ugarte, González Martín y Alonso, 1984).

De esta manera, Ugarte et al (1984), atribuyen el amplio desarrollo de las formaciones coluvionares a un conjunto de circunstancias estructurales y topográficas que han auxiliado los procesos de rotura y de liberación del material y en ningún modo a la existencia de un periodo periglaciario en la región.

Respecto a la vertiente mediterránea, como ya se ha dicho, el tema ha sido poco analizado si bien hay que destacar los depósitos de grèzes litéas que aparecen asociados a litologías inicialmente menos vulnerables. Forman depósitos que tapizan numerosas laderas y su génesis puede asociarse al Último Máximo Glaciar, dado además que su tipología evoca ambientes más rigurosos. Un número importante de estos depósitos se encuentra fosilizado por el relleno tobáceo de edad holocena.

3.3 Síntesis y discusión

- La acción del frío en el País Vasco es un tema abierto (Tabla 2), cuyo estudio ha sido polémico. Ello nace de la propia configuración fisiográfica del territorio. Sus máximas altitudes, en torno a los 1.500 m., le sitúan en el borde mismo de los límites de las nieves perpetuas, lo que unido a su situación próxima al litoral, ha favorecido el desarrollo de un glaciario marginal, de compleja definición.
- Actualmente podemos hablar de la existencia de una huella glaciario limitada en el espacio al macizo de Aralar, en el que esta dinámica ha dejado restos nítidos en el valle de Arrizaga, donde llegó a desarrollarse un glaciario de unos 5 km. de longitud.

Tabla 2. Manifestaciones Frías. E.I.: Estadio isotópico; GM: Máximo Glaciar; LIG: Último Interglaciar; LGM: Último Máximo Glaciar. La tabla refleja los resultados de la bibliografía citada en el texto.

Table 2. Cold events. E.I.: Isotopic stage; GM: Glacial maximum; LIG: Last interglacial; LGM Last glacial maxima. Table reflects the results of the literature cited in the text.

		Cronología				
Época	Edad (B. P.)	Periodo climático	E.I.	Manifestaciones	Costa	Interior
Holoceno	0	Subatlántico		Procesos de gelifracción Canchales generalizados		Generalizado en numerosas laderas
	10.000	Subboreal Atlántico Boreal Preboreal	1			
Pleistoceno Superior	18.000	Tardiglaciar LGM	2	Procesos intensos de gelifracción. Canchales Morrenas, till. Pequeños circos, umbrales y cubetas de sobreexcavación. Morrenas nevé. Depresiones nivoperiglaciares Formaciones de bloques Derrubios estratificados. Grèzes y groizes Coluviones periglaciares	Generalizado	Generalizado Aralar (825-1.233 m. Barranco de Arritzaga) Gorbea (1.150-1.325 m. Aldaminoste) Autza(1.305). Gorbea Aralar (Azkarate, 450 m.) Oñati (>850 m. Arantzazu). Sierra Cantabria, Arcena. Montañas de Burgos
	90.000		3 4 5b,a	Crioturbaciones?	Bermeo-Matxitxako Castenalde Zestona (Cueva Erralla) Zumaia (Caverna ermita del Salvador)	
	125.000	LIG	5d,b,			
				5e		
Medio	190.000	GM	6	Formaciones de grandes bloques?		Aralar, Aizkorri
	250.000	Interglaciar	7			

- Los procesos periglaciares son más generalizados, tanto en la vertiente cantábrica como en la mediterránea, asociados fundamentalmente al ámbito de montaña, donde podemos citar la existencia de un conjunto de morrenas de nevé en el Gorbea o la huella de un nivokarst para el conjunto de las montañas de la divisoria. En zonas de menor altitud de la vertiente cantábrica sus huellas hacen referencia a la existencia de un frío moderado. Este tan sólo ha generado un número de formas reducido: vertientes

regularizadas y una escasa variedad y número de acumulaciones: grèzes litées, derrubios solifluidales y canchales. Sin embargo dada la latitud en la que nos encontramos, la escasez en el número de testimonios, podría explicarse bien por la dificultad a la hora de su localización, bien por la existencia de dinámicas muy energéticas que actuaron con posterioridad y desmantelaron gran parte de los depósitos. También podríamos aludir al posible papel protector desempeñado por la nieve que dis-

minuiría la eficacia morfogenética de los periodos fríos.

En la vertiente mediterránea, la presencia de un conjunto de depósitos de grézes y groizes litéas atestiguan la existencia de ambientes más rigurosos capaces de tapizar el conjunto de las laderas con este tipo de depósitos.

- Su techo cronológico tiene un carácter reciente, Último Máximo Glaciar, aunque hay autores que defienden la presencia de testimonios más antiguos (Pleistoceno medio) como son Llopis Lladó y Gómez de Larena (1949), Llopis Lladó et al (1957), o Latasa y Ugarte (1990) que atribuyen al Pleistoceno medio-inferior una formación de grandes bloques que tapiza la vertiente N de Aizkorri.
- Además hay una serie de derrubios que indican un conjunto de procesos de gelifración más atenuados (pedreras, etc.), así como una variedad de depósitos amorfos (soliflucción, deslizamientos en masa, etc.) cuya edad es también reciente. Estas formaciones han sido vinculadas al Tardiglaciar (Ugarte et al, 1986; Hoyos, 1995), e incluso han sido interpretadas como subactuales.

4. Karstificación y evolución fluvial

El dominio de las litologías calizas con una dinámica kárstica complica sobremanera la lectura de la historia reciente del territorio pues va a inferir en la dinámica fluvial, complicando su lectura evolutiva y haciendo más compleja la interpretación genética y ambiental de los depósitos. En unos casos ha predominado una circulación subterránea, mientras que en otros el colapso y relleno de los conductos kársticos, han permitido el desarrollo de una circulación superficial e incluso la formación de pequeños niveles aluviales (Ugarte et al, 1984; Hoyos, 1995).

Respecto al estudio de la dinámica fluvial hay que citar los trabajos de Ugarte et al (1984, 1986), Edeso y Ugarte (1987) para el caso de la vertiente cantábrica, muchas veces centrados más en aspectos relacionados con los procesos, que con los morfológicos. Respecto a la vertiente mediterránea, cabe señalar el estudio de los niveles fluviales y de glacia

llevados a cabo por Latasa (1992) en la Llanada Alavesa, o los trabajos relacionados con el estudio de las acumulaciones tobáceas realizados por González Amuchastegui (1993a y b), González Amuchastegui y Serrano (1995 y 1996), González Amuchastegui et al, (2.000) o los de Llanos et al (1998).

En cualquier caso, este es un aspecto que tan sólo ha sido esbozado desde la Geomorfología; no existe un tratamiento exhaustivo ni sistemático que permita establecer conclusiones relevantes. No ocurre lo mismo en regiones vecinas, con los estudios de Julián y Peña (1996) sobre los afluentes del Ebro procedentes del Sistema Ibérico, de Ortega Valcárcel (1974) en las Montañas de Burgos, o sobre la evolución del Holoceno reciente en zonas relativamente próximas de la Depresión del Ebro o del Prepirineo realizados por Gutiérrez Elorza y Peña Monné (1992).

4.1 La vertiente cantábrica

Respecto a la vertiente cantábrica, las investigaciones se han centrado fundamentalmente en Guipúzcoa, en la cuenca del río Oñati (afluente del río Deba) así como en la desembocadura del río Oyarzun.

La abundancia de litologías calizas ha determinado la interferencia entre los drenajes hipogeos de tipo kárstico y los superficiales, de modo que puede hablarse de una actuación solidaria entre ambos sistemas. En este sentido cabe señalar cómo la evolución de las cavidades kársticas ha estado condicionada por los mecanismos de incisión y sedimentación acontecidos en la red de drenaje, de tal manera que el aluvionamiento en las cavidades está estrechamente unido con la sedimentación de las terrazas epigeas.

En cuanto a la dinámica general puede decirse que las fases de incisión han sido más vigorosas y prolongadas que las de acumulación. Estas parecen corresponderse con periodos extraordinariamente cortos de aluvionamiento a los que no puede atribírseles una significación climática, pues su escaso espesor, y sus características caóticas parecen responder a fuertes pulsaciones de corriente, que pueden haber tenido lugar bajo condiciones climáticas muy variadas. El estudio del valle del río Arantzazu llevó a la propuesta de un modelo de evolución geomorfológica (Ugarte et al, 1984):

- Posibilidad de que la red hidrográfica date de tiempos remotos, posiblemente finiterciarios.
- Funcionamiento kárstico.
- Pulsación de carácter frío y seco (con oscilaciones puntuales de mayor humedad): procesos periglaciares y génesis de coluviones. Edad: Último Máximo Glaciar.
- Existencia de fuertes pulsaciones de corriente que transportan los coluviones: colmatación parcial de los conductos y colapso parcial pero muy importante de la circulación kárstica por obstrucción de los conductos y fisuras.
- Aluvionamiento.
- Acentuación de las condiciones templado-húmedas y fitoestabilización de vertientes: incisión de los talwegs: los depósitos aluviales quedan colgados y los rellenos hipogeos son parcialmente desmantelados por destapamiento de los conductos kársticos.
- Tardiglaciar: pulsación fría que afecta a las partes altas y medias y ruptura de fitoestabilización. Procesos frecuentes de fragmentación y formación de depósitos coluvionares que fosilizan los aterrazamientos.
- Postglaciar-Holoceno. Paso al clima templado-húmedo actual: desalojo de los depósitos tardiglaciares de las vertientes y sedimentación en los lechos.
- En la actualidad, en los puntos donde afloran las calizas karstificables, los drenajes vuelven a ser predominantemente hipogeos y en superficie aparece un conjunto de amplios cauces con gran cantidad de material detrítico que sólo funcionan con ocasión de los grandes aguaceros. En los puntos en los que predominan los grupos litológicos no kársticos, los drenajes son superficiales.

Finalmente hay que señalar la polémica sobre la posible existencia de un nivel de glacis de edad Villafranquiense defendida por autores como Hazera (1968) y Santana (1966), y puesta en duda posteriormente por los autores anteriores, quienes cuestionan su existencia para el caso de la vertiente cantábrica, por su proximidad al mar, así como plantean dudas sobre la posibilidad de su pervivencia, caso de haber existido, dada la edad atribuida a estas formaciones.

4.2 La vertiente mediterránea

Son poco numerosos los estudios sobre la vertiente mediterránea. Éstos se han centrado fundamentalmente en el análisis de las acumulaciones tobáceas, depósitos cuyo significado paleoambiental, los eleva a valiosísimos testimonios de la evolución ambiental reciente. Se asocian a los afluentes del Ebro que drenan el conjunto de sierras que cierran la Llanada por el sur, desde los Montes de Iturrieta, pasando por los Montes de Vitoria y continúan hacia el oeste por Valdegobía y la sierra de Arcena así como por la barrera montañosa de Kodes, Cantabria y Toloño, ya más al sur. Estos depósitos (González Amuchastegui 1993; González Amuchastegui y Serrano, 1995, 1996; González Amuchastegui et al, 2.000; Llanos et al, 1998), se encuentran asociados al drenaje de todos estos conjuntos calcáreos; de todos ellos, destacan por su magnitud, los depósitos del valle del río Izkiz, Ayuda, Inglares o Purón. Dentro de este área se han llegado a diferenciar dos episodios claros de acumulación tobácea, que aparecen claramente representadas en el valle del Inglares, en las proximidades de Berganzo y Ocio o en otros afluentes del Ebro, en el valle de Tobalina.

En el valle del río Purón (Figura 6), sector donde el estudio ha sido más exhaustivo, tan sólo se ha definido una generación; sin embargo el estudio geomorfológico de estas acumulaciones, referido ya a un espacio mayor, el valle de Tobalina, en Burgos, ha permitido establecer una evolución más compleja.

En primer lugar, respecto a las acumulaciones tobáceas, hay que señalar la presencia generalizada de un relleno tobáceo próximo a los 15 m. en la práctica totalidad de los afluentes del Ebro de este área. Se ha detectado la presencia de una tipología de edificios tobáceos variada asociada a los cauces fluviales, compuesta fundamentalmente por edificios de barrera, y depósitos carbonáticos de tipo calcarenítico asociados a tramos del cauce de aguas tranquilas, entre los que aparecen intercalados lechos constituidos por fitoclastos carbonáticos que son consecuencia de la erosión de edificios tobáceos.

A falta de conclusiones más detalladas, se atribuye a este nivel una edad holocena, y se correspondería con la fase generalizada de relleno tobáceo que se produce en la práctica totalidad de los ríos peninsulares que recorren zonas kársticas. En

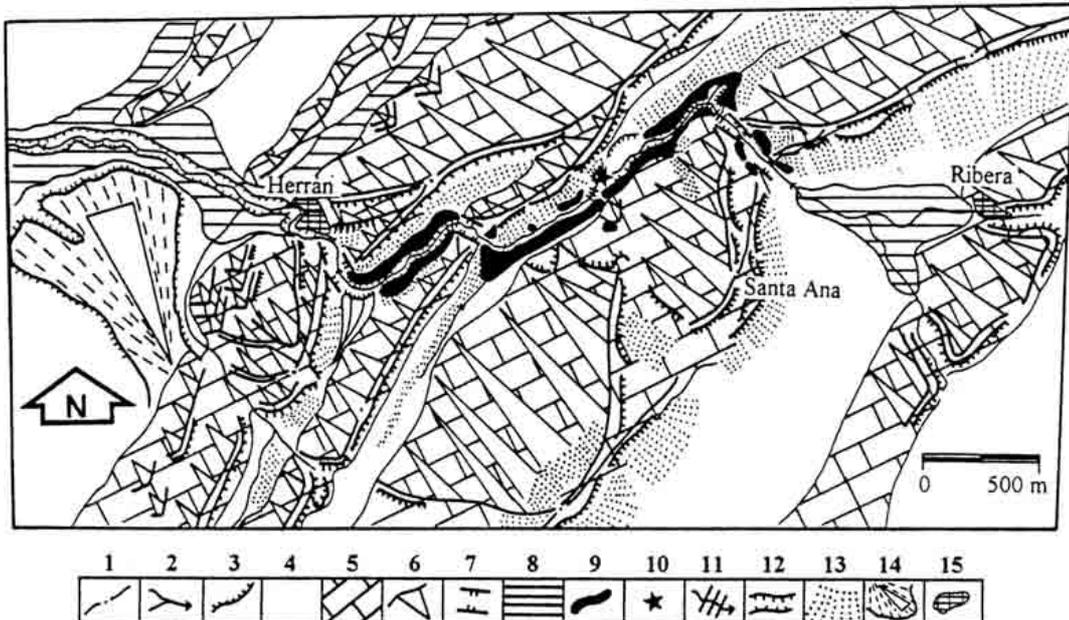


Figura 6. Esquema geomorfológico de la cuenca media del río Purón (Álava-Burgos). 1. Cordales y cumbres; 2. Ríos; 3. Escarpes; 4. Margas; 5. Calizas; 6. Dorsos monoclinales; 7. Estrechamientos y gargantas; 8. Terrazas fluviales; 9. Acumulaciones tobáceas; 10. Acumulaciones tobáceas de barrera; 11. Saltos de agua sobre formaciones tobáceas; 12. Incisión fluvial; 13. Derrubios de ladera; 14. Glacis; 15. Población.

Figure 6. Geomorphological scheme of the medium basin of Puron river (Alava-Burgos). 1. Mountain range and peaks; 2. Rivers; 3. Abrupts; 4. Marls; 5. Limestones; 7. Gorges; 8. Fluvial terraces; 9. Tufa deposits; 10. Tufa retention building; 11. Waterfall over tufa deposits; 12. Fluvial erosion; 13. Coluvial deposits; 14. Glacis; 15. Village.

la estratigrafía de estos depósitos puede advertirse que no se trata de una fase continua ya que en ocasiones, además de las fases detríticas carbonatadas antes señaladas, aparecen pequeños niveles coluvionares intercalados en la masa tobácea.

Por otro lado, como se ha citado, se ha llevado a cabo el estudio geomorfológico de la zona de desembocadura del río Purón en el Ebro, y más concretamente del valle de Tobalina. En este sector aparecen un conjunto de elementos morfológicos y depósitos superficiales, cuyo análisis ha permitido establecer su evolución (González Amuchastegui y Serrano, 1996; González Amuchastegui et al, 2.000). El valle de Tobalina constituye una amplia depresión de carácter estructural en la que el Ebro ha sido el principal agente morfo-genético en una evolución caracterizada por la presencia de fases erosivas y acumulativas. Las formas más representativas de la morfología del fondo de la depresión son los glacis, que ocupan amplias superficies adheridas a las laderas, y, en su parte terminal a las terrazas. En los márgenes,

superpuestos a los glacis y terrazas, destaca la presencia de acumulaciones tobáceas, siempre de reducida extensión, y conos de deyección fluviales y fluvio-torrenciales. En total se han llegado a definir once fases morfo-genéticas en las que alternan los periodos de incisión con los de acumulación.

Respecto a las formaciones tobáceas, hay que destacar el edificio sobre el que se sitúa la población de Frías. Su génesis se asocia a la acción pre-térita de las aguas del río Molinar, que procedente del sur vierte sus aguas al Ebro. En su antiguo acceso a la depresión, el río debió salvar en su desembocadura, un importante desnivel, lo que propició la formación de una cascada en la que se crearon las condiciones adecuadas para la génesis del edificio tobáceo. Hay además, otra serie de retazos de edificios tobáceos en las cercanías de Frías y el Rebollar, cuya morfología es similar a la del edificio comentado y su génesis parece hallarse también cercana; sin embargo su posición altimétrica impide, por el momento, aventurar una explicación.

4.3 Síntesis y discusión

El estudio de la evolución de los niveles fluviales así como de las principales etapas de karstificación en el País Vasco, es un tema todavía pendiente que ha sido objeto de muy pocos trabajos (Tabla 3). Su complejidad es elevada como consecuencia de la interacción entre procesos kársticos y superficiales.

Existe además, un comportamiento diferencial entre los ríos de la vertiente cantábrica y los de la mediterránea:

- Vertiente cantábrica: Presentan una evolución y una dinámica compleja, de carácter fluvio-torrencial en ocasiones, y en la que pueden destacarse las siguientes características:
 - Dominio de la incisión sobre la acumulación
 - Interferencia entre procesos hipogeos y superficiales
 - Presencia de fuertes pulsaciones de corriente que son las responsables de la génesis de los depósitos asociados a cauces fluviales; sus características sedimentológicas, heterometría y sin organización aparente, señalan el carácter concentrado de las precipitaciones, en una dinámica de karstificación y aluvionamiento de compleja lectura.
- Vertiente mediterránea: el dominio de las litologías calizas, determina la dominancia de los procesos de karstificación, a los que van asociados un conjunto de acumulaciones tobáceo-

Tabla 3. Karstificación y evolución fluvial. E.I.: Estadio isotópico; GM: Máximo Glaciar; LIG: Último Interglaciar; LGM: Último Máximo Glaciar. La tabla refleja los resultados de la bibliografía citada en el texto.

Table 3. Karstification and fluvial evolution. E.I.: Isotopic stage; GM: Glacial maximum; LIG: Last interglacial; LGM Last glacial maxima. Table reflects the results of the literature cited in the text.

Época	Cronología.			V. Cantábrica	V. mediterránea	
	Edad (B.P.)	Periodo Climático	E.I.	Manifestación	Manifestación	Localización
Holoceno	0	Actual Subatlántico Subboreal Atlántico Boreal	1	Cond. Húmedas y templadas: Karstificación y drenaje hipogeo en zonas kársticas. Drenaje superficial zonas no kársticas. Aluvionamiento	Incisión Karstificación y relleno tobáceo	Valle de los ríos Purón, Inglares, Ayuda, Izkiz Valle de los ríos Purón, Inglares, Ayuda, Izkiz
	10.000	Preboreal				
Pleistoceno	Superior	Tardiglaciar Inter		Cond.húmedas: karstificación y aluvionamiento.	Conos de deyección	Purón, Cantarillos, Humión, Garoña, etc. T-III, río Ebro
		18.000 LGM	2 3 4 5b,a 5d,c			Valle Purón. Sierra Cantabria
	90.000	LIG				
	125.000		5e	Intensa Karstificación	Karstificación y Relleno tobáceo?	Valle del Inglares? Frías?
Medio	190.000 250.000	GM Interglaciar	6 7		Karstificación y Relleno tobáceo	Frías?

as, que constituyen el depósito correlativo de las fases templadas. Dentro del País Vasco, se han determinado dos fases de construcción tobácea, si bien en zonas próximas puede establecerse un total de cuatro. El último nivel de edad holocena constituye la fase más generalizada y se apoya sobre un coluvión estratificado, grèzes litèes, que constituye un depósito también ampliamente representado.

5. Síntesis y consideraciones finales

Con este último capítulo, se pretende señalar de manera sintética y ya conjugando la acción de los distintos ambientes morfogenéticos en un único cuadro (Tabla 4), las principales etapas que ha atravesado el paisaje en el País Vasco en su historia reciente, objetivo señalado al inicio. Sin embargo, es importante reiterar en este punto, que en la tabla

Tabla 4. Síntesis. E.I.: Estadio isotópico; GM: Máximo Glaciar; LIG: Último Interglaciar; LGM: Último Máximo Glaciar. La tabla refleja los resultados de la bibliografía citada en el texto.

Table 4. Synthesis E.I.: Isotopic stage; GM: Glacial maximum; LIG: Last interglacial; LGM Last glacial maxima. Table reflects the results of the literature cited in the text.

Época	Cronología.			Karst y evolución fluvial		
	Edad (B.P.)	Periodo Climático E.I.	Dinámica litoral	V. Cantábrica	V. Mediterránea	Manifestaciones frías
Holoceno	0	Subatlántico	Transgresión	Karstificación y aluvionamiento	Incisión	Procesos de gelifración (canchales generalizados)
		Subboreal	Regresión			
			1 Transgresión Dunquerqueense			
		Atlántico	Regresión. Formación de dunas			
			Transgresión Flandriense		Karstificación y relleno tobáceo	
	10.000	Boreal Preboreal				
Pleistoceno Superior		Tardiglaciar	Regresión	Karstificación y aluvionamiento.	Conos de deyección	Procesos intensos de gelifración Canchales Morrenas, till. Pequeños circos. Morrenas nevé. Depresiones nivope-ri-glaciares-Derrubios estratificados
		LGM	2 Regresión	Incisión		
	30.000					
			3 Transgresión			
			4	Karstificación y aluvionamiento.		
			5a,b	Incisión		
90.000	GM	5c,d Regresión	Karstificación y aluvionamiento.			
125.000	Interglaciar Eemiense	5e Rasa Depósitos marinos + 3-6 m	Incisión	Karstificación y relleno tobáceo?		
			Karstificación e incisión			
Medio	190.000	GM	6			Formaciones de grandes bloques?
	250.000	Interglaciar 300.000 Holsteiniense?	7 Rasa +40 m.		Karstificación y relleno tobáceo?	

se reflejan los resultados de las investigaciones de distintos autores, se trata por tanto de una síntesis del estado de la cuestión. Es importante señalar también la continua revisión a la que se encuentran sometidos estos estudios, lo que les otorga una cierta provisionalidad, más teniendo en cuenta el enorme avance que se está produciendo en los últimos tiempos, lo que nos obliga a la continua revisión de los modelos aplicados.

- El estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el País Vasco se caracteriza por la irregularidad; ésta se refiere:
 - Conocimiento irregular de los procesos.
 - Conocimiento irregular del espacio: las montañas de la divisoria han sido objeto de un importante número de estudios, y fundamentalmente Aralar, seguida de Gorbea y Aizkorri. La vertiente mediterránea por el contrario ha sido la menos estudiada hasta la actualidad.
- De manera sintética las principales etapas, así como las principales huellas, se plasman en la tabla 4, que se comenta brevemente a continuación.
 - Podemos diferenciar una serie de etapas que se han ido sucediendo a lo largo del Cuaternario. Sin embargo, son las más recientes las mejor caracterizadas. En efecto, si bien ha sido citada la presencia de testimonios asociados al Pleistoceno medio (rasa +40 m., depósitos coluvionares), son los del Pleistoceno reciente los más abundantes. La reconstrucción puede iniciarse, pues, de manera clara, a partir del último interglaciar que se plasma en el territorio a través de la gran transgresión Eemiense y el modelado del nivel de rasa +6 m.; en las zonas de interior esta etapa se caracteriza por el predominio de la karstificación y de la construcción de edificios tobáceos asociados al drenaje de los montes de la vertiente mediterránea.
 - A esta etapa le sucede una serie de fases de características variables, predominantemente frías que han sido caracterizadas fundamentalmente en los fondos marinos del Golfo de Vizcaya, donde se produjo una importante regresión que se prolongó

hasta el Último Máximo Glaciar. Este se caracterizó por la continuidad de la regresión marina, y la presencia de un glaciarismo marginal en Aralar, cuyo desarrollo se explica además, por los condicionantes geográficos de la zona. En el resto de las montañas de la divisoria, tan sólo podemos hablar de fenómenos periglaciares, también representados en las laderas de las montañas de la vertiente mediterránea, y con muy pocos testimonios cantábricos.

- El Tardiglaciar ha sido caracterizado como una etapa de numerosas fluctuaciones (Hoyos, 1995), en el que alternan periodos fríos y secos, con abundantes procesos de crioclastia y otros de carácter «fresco» y húmedo, entendiéndose por tales, fases en las que no estuvieron ausentes las heladas, y de precipitaciones concentradas, lo que se plasmó en la presencia de procesos de erosión, que pudieron dismantelar gran parte de los depósitos más antiguos, y procesos de sedimentación de facies fluviales, así como de karstificación.
- A partir de ahí comenzó un periodo de ascenso térmico hasta alcanzar el óptimo climático (OPH) en el estadio Atlántico. El medio respondió a través de la gran transgresión Flandriense, ampliamente representada en el litoral vasco con el relleno de los estuarios. Durante este periodo el mar llegó a situarse unos 2 m. por encima del nivel actual. En el interior, se dio una etapa de intensa karstificación que se plasmó en el relleno tobáceo de un gran número de los cauces fluviales de la vertiente mediterránea. Este relleno continuó hasta tiempos subactuales en los que se produjo su incisión. Las pequeñas fluctuaciones climáticas a lo largo del Cuaternario han quedado representadas en los pequeños cambios en el nivel del mar Cantábrico, a la vez que los procesos moderados de crioclastia generaron un importante número de depósitos que tapizan las laderas del País Vasco.
- Respecto a cada una de las manifestaciones comentadas, podemos señalar:

- A pesar de la validez general y utilidad de la curva de evolución de los niveles marinos a lo largo del Cuaternario, propuesta por Shakleton (1975), las modificaciones producidas por controles locales, que motivan cambios importantes respecto a aquella, hacen necesarios los estudios regionales. En el caso del País Vasco, las investigaciones han sido escasas y centradas fundamentalmente en el Holoceno.
- El periglacialismo ha dejado huellas nítidas en las montañas de la divisoria y en la vertiente mediterránea. La escasez de los testimonios cantábricos parece responder a la acción de dinámicas posteriores que desmantelaron los depósitos, a la acción protectora de los mantos nivales, o a que no han sido aún detectados, más que a la inexistencia de condiciones frías.
- La investigación cuaternaria en el País Vasco se ha desarrollado frecuentemente en medios kársticos, cuyos resultados han definido ambientes muy rigurosos, en los que ha predominado la acción del frío. Sin embargo, la falta de correspondencia entre dinámica hipogea y superficial lleva a que se planteen serias dudas sobre la validez de algunas de las interpretaciones.

Referencias bibliográficas

- Bordonau, J.; Ugarte, F. & Van Der Meer, J. (1992): Estudio micromorfológico del till del valle de Arritzaga (825 m.) (Sierra de Aralar). *Abstracts The late Quaternary in the western pyrenean region, Congress*. Vitoria, pp. 13.
- Castañón Álvarez, J.C. & Frochoso Sánchez, M. (1992): La glaciación würm en las montañas cantábricas. En: *The late Quaternary in the western pyrenean region*. (A. Cearreta y F. Ugarte, eds.) U.P.V. Bilbao, 319-332.
- Cearreta, A.; Edeso, J.M.; Merino, A.; Ugalde, Tx. & Ugarte, F. (1991): Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Vizcaya). *Kobie*, nº XIX, 77-83.
- Cearreta, A.; Edeso, J.M. & Ugarte, F. (1992). Cambios del nivel del mar durante el Cuaternario reciente en el Golfo de Bizkaia. En: *The late Quaternary in the western pyrenean region*. (A. Cearreta y F. Ugarte, eds.) U.P.V. Bilbao, 57-94.
- Delibrias, G. & Guillier, M.T. (1971): The sea-level on the Atlantic Coast and the Channel for the last 10.000 years by the ¹⁴C method. *Quaternaria*, 14, 131-135.
- Diputación Foral de Vizcaya (1986): Mapa geomorfológico analítico de Vizcaya. Escala 1/25.000. Ingemisa/C.G.S.S.A.
- Duvernois, C.; Floquet, M. & Humbel, B. (1977). La Sierra d'Aralar. Le support sédimentaire et l'architecture dans les paysages. *Munibe*, 29, 3-4, 167-194.
- Edeso, J.M. & Ugarte, F. (1987): Los depósitos detríticos cuaternarios en el valle del río Oyarzun. *Munibe*, 39, 103-114.
- Edeso, J.M.; Mujika, J.A.; Ugarte, F. & Zearreta, A. (1988). The site of Herriko-Barra (Zarautz): Its relation to the flandrian transgression. *Colloque MCQE*, 1, 136-138. Dijon (Francia)
- Edeso, J.M. (1990): *Geomorfología fluvial y litoral del extremo oriental de Guipúzcoa (País Vasco)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 666 p.
- Edeso, J.M. (1991): Variaciones del nivel del mar en el País Vasco durante el Holoceno. *Bol. de la A.G.E.*, 13, 21-44.
- Edeso, J.M. (1992). El Holoceno en la provincia de Guipúzcoa. *A.G.E.*, 10 pp.
- Edeso, J.M. (1992): Variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno medio (extremo oriental de Guipúzcoa. País Vasco). *Lurralde*, 15, 63-106.
- Edeso, J.M. (1994): El relleno holoceno de la depresión de Zarautz. *Lurralde*, 17, 115-152.
- Fairbridge, R.W. (1961): Eustatic changes in sea level. En: *Physics and Chemistry of Earth* (Ahrens, L.H. et al, eds.), 4, Pergamon Press, 99-187.
- Flor, G. (1983): Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-81.
- Gómez de Larena, J. (1948). ¿Huellas del glacialismo cuaternario en la sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra)? *Bol. R. S. E. de Hist. Nat.*, 46, 257-262.
- González Amuchastegui, M.J. (1993,a): El valle del río Purón: sector comprendido entre Ribera y Herran. *Lurralde*, 11, 235-250.
- González Amuchastegui, M.J. (1993,b): El valle del río Ayuda entre Okina y Saseta. *Lurralde*, 11, 251-265.
- González Amuchastegui, M.J. & Serrano Cañadas, E. (1995): El relieve de Euskal Herria. En: *Geografía de Euskal Herria* (Meaza Rodríguez, G. & Rufiz Urrestarazu, E., eds.). Ostoa, 2, 239 pp.
- González Amuchastegui, M.J. & Serrano Cañadas, E. (1996): Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 737-747.
- González Amuchastegui, M.J.; Serrano Cañadas, E. & Edeso, J.M.(2000): Formaciones tobáceas holocenas y evolución reciente del valle del río Purón (Alava-Burgos). *Geotemas*, 1(3), 365-368.
- González Martín, J.A. (1984): Rasgos generales del periglacialismo de la Península Ibérica y áreas insulares. *Lurralde*, 7, 23-81.
- González Martín, J.A.; Isturiz, M.J.; López, C.; Sánchez, M.F. & Ugarte, F. (1988). Recherches sur les remplissages detríticos

- ques des fissures dans l'exokarst de la Sierra d'Aloña-Aitzkorri (Aranzazu, Oñati, País Vasco). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 111, 183-192.
- Guendon, J.L.; López, C.; Sánchez, M.F. & Ugarte, F. (1986). Las brechas calcáreas de Aralar: su situación, características y significación dentro de la secuencia estratigráfica cuaternaria. *Munibe*, 38, 41-63.
- Gutiérrez Elorza, M. (1986): Cartografía y Memoria del Mapa Geológico. *Mapa Geológico de España (Plan MAGNA)* Escala 1:50.000, 2ª Serie, Hoja 89: Tolosa.
- Gutiérrez Elorza, M. & Peña Monne, J.L. (1992): Evolución climática y geomorfológica del Holoceno superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Prepirineo). En: *The late Quaternary in the western pyrenean region*. (A. Cearreta y F. Ugarte, eds.) U.P.V. Bilbao, 109-124.
- Hazera, J. (1968): *La région de Bilbao et son arrière pays*. *Munibe*, XXX, 1-354. San Sebastián.
- Hernández Pacheco, F. & Asensio Amor, I. (1966): Estudio fisiográfico-sedimentológico de la ría de Guernica. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 25, 1-29.
- Hoyos, M. (1987). Upper Pleistocene and Holocene marine levels on the cornise cantábrica (Asturias, Cantabria and Basque Country). *Trabajos sobre Neógeno- Cuaternario*, 10, 251-258.
- Hoyos, M. (1995): Paleoclimatología del Tardiglacial en la cornisa cantábrica basada en los resultados sedimentológicos de los yacimientos arqueológicos kársticos. En: *El Final del Paleolítico Cantábrico* (Moure Romanillo, A. y González Sainz, C., eds.), 15-75.
- Julián Andrés, A. y Peña Monné, J.L. (1996): Dinámica pleistocena del Sistema Ibérico Riojano (Oja-Iruega). En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. (Pérez Alberti., ed). Xunta de Galicia, 309-322.
- Kopp, K.O. (1965). Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciaria würmiense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Munibe*, 17, 3-20.
- Kornprobst, P. & Rat, P. (1967): Premiers resultats d'une étude géologique et paléo-climatique du remplissage paléolithique moyen et supérieur de la grotte de Lezetxiki (Mondragón. Guipúzcoa). *Munibe* 19, 247-260.
- Latasa, I. & Ugarte, F. (1990): Las formaciones coluviales de litología caliza en el piedemonte norte de la sierra de Aizkorri. *Lurralde*, 17, 43-52
- Latasa, I. (1992): Depósitos detríticos cuaternarios de la Llanada Alavesa (Cuenca del río Zadorra). En: *The late Quaternary in the western pyrenean region*. (A. Cearreta y F. Ugarte, eds.) U.P.V. Bilbao, 361-372.
- Lautensach, H. (1964): *Die Iberische Halbinsel*, Kayser, 700 p. (Trad. Esp.: *Geografía de España y Portugal*, 1967, Vicens Vives, 814)
- Llanos, H.; Quinif, Y. & Abalos, B. (1998): Evolución geodinámica reciente de la sierra de Cantabria (Alava) en base a la datación U/Th de carbonatos continentales de las cuencas de los ríos Inglares y Ebro. *Bol. Geol. y Min.*, Vol. 109-1, 3-12.
- Llopis Lladó, N. & Gómez de Larena, J. (1949): Estudio geológico de la caverna Troskaetako-hobea (Ataun-Guipúzcoa). *Munibe*, I, 153-179.
- Llopis Lladó, N. et al. (1957): Guía de la Excursión N-2: El Cuaternario de la región Cantábrica. V. *I.N.Q.U.A. Congress*, Asturias, pp. 72.
- Martínez de Pisón, E. & Arenillas Parra, M. (1984). Nuevos problemas de morfología glaciaria en la España Atlántica. *Estudios Geográficos*, año, XLV, 159-175.
- Martínez de Pisón, E. & Alonso Otero, F. (1993). Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas españolas. *Cuadernos de Sección. Historia-Geografía*, 20, 109-121.
- Mary, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35.
- Mary, G. (1992): La evolución del litoral cantábrico durante el Holoceno. En: *The late Quaternary in the western pyrenean region*. (A. Cearreta y F. Ugarte, eds.) U.P.V. Bilbao, 161-170.
- Moñino, M. (1986): *Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Cantabria, 176 pp.
- Moñino, M.; Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A. (1987): Variaciones del nivel del mar en la costa de Cantabria durante el Cuaternario. *Actas, VII Reunión sobre el Cuaternario*. AEQUA, Santander, 233-237.
- Nonn, H. (1966): *Les régions cotières de la Galice (Espagne)*. Etude morphologique. These Doctorel Strasbourg, Les Belles Lettres. París
- Ortega Valcárcel, J. (1974): *La transformación de un espacio rural: las Montañas de Burgos*. Universidad de Valladolid, 531 p.
- Peña, J.L. (1991): *El relieve*. Geografía de España 3, Síntesis, 166 págs.
- Pérez González, A.; Cabra, P. & Martín-Serrano, A. (1986): *Mapa del Cuaternario 1/1.000.000*. Instituto Tecnológico y Geominero
- Rivas, V. & Cendrero, A. (1987): Acrición litoral durante el Holoceno en las rías de Cantabria. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario*, Santander, 241-245.
- Rivas, V. & Cendrero, A. (1992). Análisis histórico de la evolución superficial de los estuarios del País Vasco. *Lurralde*, 15, 199-227.
- Santana Aguilar, R. (1966): *Géomorphologie des bassins de la Bidasoa et de l'Urumea*. These Doctorat Inst. Geographie Univ. Bordeaux, 162 págs.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.
- Shackleton, N.J. (1975): The stratigraphic record of deep-sea cores and its implications for the assessment of Glacials and Interstadials in the Mid-Pleistocene. En: *After the Australopithecines* (Butzer, K.W. e Isaac, G.L. eds.), 1-24.

- Schmidt-Tome, P. (1973). Neue niedrig gelengene Zeugen einer würmeiszeitlichen Vergletscherung im Nord-teir der Iberischen Helbinsel (Prov. Vizcaya und Orense in Nordspanien; Minho-Distrikt in Nordportugal). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23-24, 384-389.
- Ters, M. (1973): Les variations du niveau marin depuis 10.000 ans, le long du littoral Atlantique Français. In: *Le Quaternary: Geodynamique, Stratigraphie et Environnement. Travaux Recensé*, 9 Congrès International de l'INQUA. Christchurch. New Zealand, 114-135
- Ugarte, F.M.; González Martín, J.A. & Alonso, F. (1984): Acumulaciones detríticas cuaternarias en el valle del río Oñati (Guipúzcoa). *Munibe*, 36, 65-91
- Ugarte, F. (1985). Geomorfología del karst de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica). *Cuadernos de Sección: Historia-Geografía*, 5, 33-54.
- Ugarte, F. (1985). *Recherches geomorphologiques dans le karst d'Aralar Mendi (Guipúzcoa-Navarra, Pays Basque)*. Tesis Doctoral. Inst. Geog. Aix en Provence, France, 534 pp.
- Ugarte, F.; López Azcona, J.M. & González Martín, J.A. (1986). Evaluación geomorfológica de los depósitos aluviales de las cuevas de Iritegui y Artzen koba (valle del río Aránzazu, Oñati, Guipúzcoa). *Munibe* 3, 38, 15-39
- Ugarte, F. (1987). Evolución del relieve durante el Cuaternario superior y reciente de Euskal Herria. En: *VI Curso de verano de la U.P.V.*, 11-24.
- Ugarte, F.M. (1992). Glacial and periglacial morphogenesis in the Basque Mountains. En: *The late Quaternary in the western pyrenean region*. (A. Cearreta y F. Ugarte, eds.) U.P.V. Bilbao, 235-255.
- Ugarte, F. (1994). Los Montes Vasco-Cantábricos. En: *Geomorfología de España* (Gutiérrez Elorza, ed.). Ed: Rueda, 227-250. Madrid.
- Vidal Romaní, J. (1989): Galicia. En: *Mapa del Cuaternario de España*. E: 1:1.000.000. I.T.G.E., 95-104.

Recibido el 23 de noviembre de 1999

Aceptado el 28 de septiembre de 2000