



MAPAS GEOMORFOLÓGICO Y DE PROCESOS ACTIVOS ESCALA 1:50.000

FOZ

9 (8-3)

Primera edición

MADRID, 2008

Los Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos y la Memoria explicativa de la Hoja de FOZ (9) han sido realizados por el Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios del I.G.M.E. En su realización han intervenido los siguientes autores:

Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos: Rodríguez García (I.G.M.E.).

Memoria: Rodríguez García (I.G.M.E.).

Dirección y supervisión del I.G.M.E.: A. Martín-Serrano García y A. Suárez Rodríguez (I.G.M.E.).

ÍNDICE

1. GEOMORFOLOGÍA	7
1.1. Descripción fisiográfica.....	7
1.2. Análisis geomorfológico.....	8
1.2.1. Estudio morfoestructural	9
1.2.2. Estudio del modelado.....	11
1.3. Evolución geomorfológica	23
1.4. Procesos activos	25
2. BIBLIOGRAFÍA.....	27

1. GEOMORFOLOGÍA

1.1. Descripción fisiográfica

La Hoja 9, a escala 1.50.000, de FOZ se sitúa en la Cornisa Cantábrica de Galicia, entre la línea de costa y los relieves, alargados hacia la costa, de las sierras costeras prelitorales. La franja litoral está caracterizada por la presencia casi continua de acantilados, que separan una plataforma prácticamente plana, la “rasa costera”, del mar. El relieve interior es accidentado, con sierras que coinciden con las rocas más resistentes y valles fluviales fuertemente encajados. Es importante destacar que coronando las sierras o asociadas a valles fluviales aparecen áreas planas poco inclinadas con pendientes suaves y que vienen reflejadas en la toponimia de la zona como son los casos de los “chaos” del Monte Buio o de la “Granda de Ouro”, en la depresión de Ferreira.

La cota máxima se sitúa en los 802 m de Penido Novo, en la Sierra del Xistral. Otras cotas que destacan son Pedroso Novo (557 m), en los montes Cabaleiros; el Monte Buio (421 m), el Alto de Toxeira (478 m) y el Monte Sarrapio (712 m), en la Sierra de Buio; y el Alto de Frouxeira, en el límite meridional de la Hoja.

Una de las principales características del paisaje de la Hoja es el modelado fluvial. Los principales cursos de agua son los ríos Ouro y Masma. Otros cursos fluviales, pero de rango menor, son los ríos Rigueira, Covo, Xunco, Moucide y Centiño.

Las condiciones climáticas de la zona son las típicas del clima oceánico de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, caracterizadas por temperaturas suaves en la costa, con una temperatura media anual de 13° C, y precipitaciones moderadas durante todo el año con una media de 1.020 mm. Hacia el interior, las temperaturas van descendiendo hasta alcanzar una temperatura media de 11° C y las precipitaciones aumentando, observándose una clara influencia de los vientos cantábricos.

Las unidades de vegetación naturales que se reconocen en esta hoja son pequeñas extensiones de bosques maduros de carballo y abedul con participación del castaño. Además, existen buenas representaciones, en las desembocaduras de los ríos Masma y Ouro, de vegetación halófila de marismas, estuarios y costas acantiladas y arenosas, destacando praderas

submarinas y diversos tipos de herbazales, juncuales y carrizales. Las unidades con mayor extensión de la Hoja son los cultivos; estas unidades engloban los prados de siega y las plantaciones de eucalipto, pino marítimo, castaño y frutales.

La Hoja abarca los términos municipales de Viveiro, Xove, Cervo y O Valadouro en su mitad septentrional; Oulol, Alfoz, Mondoñedo y Lourenzá, en su mitad meridional; y Burela, Foz, Barreiros y Ribadeo en su franja litoral. Los principales núcleos de población son Burela y Foz, situados en la franja litoral; le siguen en importancia San Miguel de Reinante, en el extremo oriental litoral de la Hoja, y Ferreira, en la depresión interior de O Valadouro. En cuanto a la red de comunicaciones, la Hoja se encuentra atravesada, en su cuadrante sureste, por la Carretera Nacional 634, vía que discurre entre San Sebastián y Santiago de Compostela; a lo largo de la franja litoral, discurre la Nacional 642 entre Ferrol y Vegadeo y la Línea de Ferrocarril de Vía Estrecha Ferrol-Oviedo. El resto de la Hoja presenta una amplia red de carreteras autonómicas, además de pistas y caminos forestales.

La explotación forestal desempeña un papel económico primordial, destacando las plantaciones de pinos y eucaliptos destinadas a la actividad maderera y a la fabricación de pasta de celulosa. Los subsectores agrícola y ganadero se desarrollan en explotaciones mixtas de carácter familiar. Por lo que se refiere al sector pesquero, decir que, en el municipio de Burela, es el pilar fundamental de su economía, siendo su puerto el más importante de todo el Cantábrico. El sector industrial está representado por el complejo de Alúmina-Aluminio y a nivel local destacan las explotaciones de caolín, la industria cerámica y la transformación de productos agrarios y derivados de la madera. Relacionado con la pesca se encuentran las conserveras y los astilleros para la reparación y construcción de embarcaciones. Por su parte, el sector terciario ha alcanzado un importante desarrollo como consecuencia del aumento demográfico, económico y turístico, que a su vez han fomentado el crecimiento del subsector de la construcción.

1.2. Análisis geomorfológico

Existen trabajos, en relación a los aspectos geomorfológicos, que por su interés merecen ser mencionados. Entre los trabajos de carácter regional destacan los debidos a BIROT y SOLE (1934 y 1954), HERNANDEZ PACHECO (1957-1967) y NONN (1958 y 1966). En cuanto a

los trabajos centrados en temáticas más concretas, se deben citar los estudios de geomorfología litoral y fluvial de ASENSIO AMOR (1964-1971).

1.2.1. Estudio morfoestructural

Teniendo en cuenta las características litológicas y estructurales del sustrato y las características geomorfológicas de la Hoja se pueden distinguir dos dominios: el Dominio del Litoral y Rasas Costeras y el Dominio de la Cornisa Cantábrica de Galicia. En cada uno de estos dominios se destacarán sus principales “unidades geomorfológicas”.

El Dominio del Litoral y Rasas Costeras se caracteriza por la existencia de una superficie erosiva estrecha y alargada que se extiende paralela al litoral cantábrico, de oeste (desde la localidad de Burela) a este (hasta la Ría de Tina Mayor, en el extremo oriental de Asturias) y suavemente inclinada hacia el mar. Este Dominio está limitado, al norte, por una presencia casi continua de acantilados y, en el interior, por relieves más pronunciados, que se interpretan como los paleoacantilados de la antigua línea de costa. La “rasa costera” se encuentra diseccionada por las rías, que en este dominio, se corresponden con valles fluviales cuya morfología está condicionada fundamentalmente por los cursos fluviales y que en la actualidad se encuentran inundados por el mar.

El Dominio de la Cornisa Cantábrica de Galicia se caracteriza por la existencia de un relieve montañoso que se extiende paralelo al litoral cantábrico, de oeste (desde la Sierra de Capelada, en el litoral atlántico) a este (hasta la Sierra de Cadeira, entre las cuencas de los ríos Masma y Eo), y que, desde una altitud máxima de 1032 m (Sierra de Xistral) en su límite sur, desciende rápidamente (25-30 km) hacia el norte hasta alcanzar la costa. Este Dominio se desarrolla sobre granitoides variscos y series metamórficas de las zonas Centroibérica y de Galicia Tras-os-Montes y presenta un relieve montañoso culminado por extensas paleosuperficies de topografía suave donde se pueden conservar alteritas. La morfología de la red fluvial presenta anomalías, con valles maduros en cabecera y pronunciados encajamientos en los tramos bajos, que implican fenómenos de antecedenencia y antigüedad.

En el entorno de la Hoja, incluido en el Esquema Morfoestructural Regional del Mapa Geomorfológico, aparecen otros dos dominios: el Dominio de la Cornisa Cantábrica del Occidente de Asturias y el Dominio de las Rocas Graníticas Variscas.

El Dominio de la Cornisa Cantábrica del Occidente de Asturias se extiende de oeste (desde la Sierra de Cadeira) a este y presenta un relieve montañoso de mayor entidad al descrito en el Dominio de la Cornisa Cantábrica de Galicia ya que presenta altitudes superiores a los 2.000 m que distan de la costa entre 40 y 50 km. Este Dominio se desarrolla sobre materiales cuarcíticos y pizarrosos de edad Precámbrico-Devónico y se caracteriza por un relieve abrupto con valles fluviales fuertemente encajados y sierras que coinciden con las rocas más resistentes de la sucesión paleozoica. Las sierras se pueden encontrar coronadas por retazos de paleosuperficies de topografía suave o superficies de cumbres cuando las paleosuperficies se encuentran muy degradadas.

El Dominio de las Rocas Graníticas Variscas se desarrolla sobre los granitoides variscos y series metamórficas de las zonas Centroibérica y de Galicia Tras-os-Montes situados al sur de la Falla de As Pontes. Este dominio se caracteriza por una alternancia de relieves, similares a los descritos en el Dominio de la Cornisa Cantábrica de Galicia, y cuencas sedimentarias, rellenas por materiales terrígenos cenozoicos y depósitos fluviales y limitadas por escarpes de falla.

Las unidades litológicas de los dominios de la Hoja se pueden agrupar en rocas plutónicas, filonianas y metamórficas. Las rocas filonianas están constituidas por diques aplíticos y pegmatíticos ácidos con escaso desarrollo superficial.

Dentro de las rocas plutónicas están representadas las rocas ígneas variscas, entre las que se encuentran los Granitos de Dos Micas y el Granito Biotítico de A Toxiza. Los Granitos de Dos Micas constituyen una de las litologías dominantes en los relieves interiores. Esta relación entre litología y relieve parece ser consecuencia del carácter masivo y la composición relativamente homogénea que presentan estos granitos con respecto al resto de unidades litológicas. El Granito Biotítico muestra una gran influencia en relieve. Esta influencia se observa en su relación espacial con el relieve suave de la depresión de Ferreira; por otra parte, este granito también destaca por presentar importantes relieves circundantes a la depresión de Ferreira.

Dentro de las rocas metamórficas se encuentran materiales muy variados litológicamente. La unidad de Pizarras y Areniscas incluye la Serie de Villalba, Pizarras de Cándana, Capas de Transición, Capas de Riotorto, Capas de Vilamea, Pizarras de Luarca y Capas de la Garganta. La unidad de Cuarcitas, Areniscas y Pizarras incluye las Cuarcitas y esquistos de Cándana

inferior, Cuarcita inferior y superior de Cándana y el Miembro inferior de las Capas del Río Eo. La unidad de Cuarcitas incluye la Cuarcita de Xistral y el Miembro superior de las Capas del Río Eo. La existencia de la Cuarcita de Xistral se conoce desde finales del siglo XIX (MAC PHERSON, 1886) ya que están asociadas a un fuerte relieve que las diferencia netamente de las otras unidades litológicas de la zona. La unidad de Calizas y dolomías cristalinas incluye la Caliza de Vegadeo.

1.2.2. Estudio del modelado

A continuación se describen las diferentes formas del relieve, tanto de erosión como de acumulación (formaciones superficiales), derivadas de la actuación de los agentes externos.

Las formas del relieve de la Hoja 9 (FOZ) destacan por su variedad genética y además, en el caso de las formaciones superficiales, por su extensión y variedad litológica; la potencia mínima cartografiada en las formaciones superficiales es de 0,5 metros, sin embargo pueden llegar a alcanzar varios metros de espesor. En general, son las formas gravitacionales y fluviales las de mayor desarrollo espacial. Otras formas con menor desarrollo espacial pero de igual significación geomorfológica son las formas litorales y poligénicas. Todas estas formas se agrupan según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen y se han reconocido:

Formas estructurales

En las proximidades de la localidad de Ferreira, en dos taludes de carretera, han quedado expuestas dos **fallas inversas** de alto ángulo, de rumbos subparalelos NO-SE e inclinaciones opuestas que sitúan el basamento granítico varisco sobre unos depósitos torrenciales de edad pleistocena (RODRÍGUEZ GARCÍA *et al.*, 2006). Los desplazamientos mínimos de las fallas oscilan entre los 150 y 370 cm. Aunque el movimiento aparente de las fallas es inverso, no se ha observado ningún criterio cinemático que haya permitido estimar el movimiento real de las mismas, es decir, si este es inverso o inverso con componente de desgarre.

Los **valles de fractura** son buenos indicadores de la influencia de la fracturación frágil en el relieve. Los criterios que se han tomado para identificar un valle de fractura son la superposición o situación en paralelo o en prolongación de un segmento fluvial rectilíneo, independientemente del orden del curso fluvial en el que se incluye, a una fractura.

Entre los valles de fractura cartografiados destaca el sistema de orientación NO-SE. Esta orientación es coincidente con la de un sistema de fallas de aparición frecuente en todo el

norte de España en el que se encuentran la falla de As Pontes, Ventaniella o las fallas localizadas en la plataforma continental, como son las de Vidio o las situadas al norte de la Estaca de Bares. El origen y evolución de estas fracturas está probablemente relacionado con la evolución de la Placa Ibérica durante la apertura del Golfo de Vizcaya en el Mesozoico y con el cierre parcial de éste durante la convergencia alpina (PULGAR *et al.*, 1999).

Formas de ladera

Dentro de las formaciones superficiales de la zona de estudio, los **coluviones** son las que mayor representación cartográfica presentan. En general, esta formación se localiza en relieves suaves al pie de las laderas. La extensión cartográfica de los depósitos puede variar según se desarrollen en pequeños fondos de valle o en amplias superficies de topografía suave y ondulada. Los coluviones más extensos y potentes son los desarrollados en la depresión de Ferreira, donde los afloramientos observados muestran potencias que varían entre los 0,5 m y los 3 m.

Los depósitos son poco coherentes y están constituídos por clastos heterométricos y angulosos, con abundante matriz areno-arcillosa, enriquecida frecuentemente en materia orgánica. La litología de los materiales puede ser cuarcítica o granítica con matriz fundamentalmente arenosa o pizarrosa con matriz predominantemente limo-arcillosa.

Se trata de una formación originada por la acción conjunta de la gravedad y del agua en las laderas; principalmente, por procesos de reptación con participación de fenómenos de arroyada en fondos de valle o en laderas con pendientes suaves. Debido a que son depósitos de transporte moderado, en general suelen reposar sobre las formaciones del sustrato de las que proceden.

Las escasas evidencias de procesos gravitacionales actuales en esta formación y su gran extensión parecen indicar que se trata de materiales originados en laderas colonizadas por una vegetación más escasa que en la actualidad; estas características inducen a relacionar su origen con los periodos fríos del Cuaternario. En este sentido, ALONSO Y PAGÉS (2000) diferencian en las costas de las provincias de A Coruña y Lugo una formación superficial a la que denominan Formación Arnela con características sedimentológicas comparables a las anteriormente descritas. Estos autores describen esta formación como una unidad compleja de potencia variable que presenta varios cambios de facies, pero que consiste básicamente en arenas gruesas con cantos y bloques dispersos y que interpretan como episodios de transporte

en masa procedentes de relieves adyacentes. Las dataciones de diversas muestras por el método del radiocarbono han situado la edad de esta formación entre los 70.000 y los 25.000 años BP, es decir, en los primeros estadios de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

La larga evolución y la gran extensión de los coluviones hacen difícil la diferenciación cartográfica, dentro de esta formación, de otras formaciones superficiales de aspecto cartográfico similar pero con características genéticas diferentes. Esta dificultad implica que en algunas ocasiones los coluviones puedan presentar características sedimentológicas heterogeneas más propias de una formación superficial indiferenciada.

Los **derrubios** se localizan en laderas con pendientes elevadas por lo que se encuentran agrupados en posiciones topográficas altas y entorno a los principales relieves de la Hoja como son la Sierra de Buio y los Montes Cabaleiros.

Los depósitos son poco coherentes y están constituidos por clastos heterométricos y angulosos con escasa matriz areno-arcillosa. La litología de los materiales puede ser cuarcítica o granítica con matriz fundamentalmente arenosa o pizarrosa con matriz predominantemente limo-arcillosa. La potencia de estos depósitos puede llegar a superar los 6 m de espesor.

Esta formación superficial se interpreta como el resultado de la fragmentación de las rocas por gelifración y posterior movilización gravitacional de los fragmentos mediante flujos lentos o rápidos inducidos por la presencia de matriz en áreas con escasa vegetación. En este sentido, ALONSO y PAGÉS (2000) diferencian en las costas de las provincias de A Coruña y Lugo una unidad comparable a la formación superficial aquí descrita a la que denominan Formación Moreiras. Estos autores describen esta formación como una unidad compuesta por conglomerados de cantos muy angulosos que constituyen acumulaciones caóticas de tipo canchal y que interpretan como episodios de transporte en masa en laderas desprovistas de vegetación y expuestas a gelifración. La edad de la formación la sitúan entre los 25.000 y los 15.000 años BP, es decir, en el pleniglacial de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

Los principales **flujos** cartografiados se localizan al pie de los mayores relieves de la Hoja como son la Sierra de Buio, los Montes Cabaleiros o las sierras prelitorales.

Los depósitos están constituidos por clastos angulosos y heterométricos con abundante matriz areno-arcillosa. La litología de los materiales es fundamentalmente de naturaleza cuarcítica.

Los principales flujos cartografiados presentan planta en forma de abanico y cabeceras asociadas a pequeñas cuencas torrenciales; estas características, similares a las de los abanicos torrenciales, parecen indicar que estas formas han sido originadas por procesos de tipo flujo con participación de fenómenos fluvio-torrenciales que afectaron a formaciones superficiales con matriz detrítica poco consolidada como es el caso de los coluviones, derrubios o mantos de alteración. La interacción de estos procesos puede originar flujos de sedimentos (*debris flows*) con un alto contenido en agua (hasta un 30% de agua por volumen). Este origen mixto provoca dificultades en su clasificación como formaciones gravitacionales o fluviales; en este sentido, la relación Área de Cuenca / Área de Depósito ≤ 1 determina su clasificación como formaciones gravitacionales de tipo flujo.

Con una extensión cartográfica más reducida, también se pueden observar flujos que forman pequeñas lenguas alargadas localizadas en fondos de valle. Estos flujos son movimientos controlados fundamentalmente por procesos de tipo flujo con participación de fenómenos de arroyada; es frecuente que el material afectado por estos procesos presente un alto contenido de humedad. La dimensión de los flujos de fondo de valle es reducida por lo que en la mayoría de los casos no son cartografiables.

Al igual que las formaciones de ladera anteriormente descritas, parece que su origen está relacionado con las condiciones periglaciares de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

Formas fluviales y de escorrentía superficial

Las **incisiones lineales en “v”** se localizan fundamentalmente en las partes altas de las laderas, sin embargo también pueden aparecer en tramos bajos de cursos fluviales, como en los ríos Regueira, Covo o Xunco. La longitud de estas formas puede variar desde centenares de metros hasta varios kilómetros de longitud.

El estudio de la morfología de los cauces y de la red de drenaje permite interpretar algunas características de los procesos que han generado las incisiones en “v”. La morfología de los cauces de estas formas es, según la clasificación de MORISAWA (1985), de tipo rectilíneo mientras que la morfología de la red de drenaje más frecuente es, según la clasificación de HOWARD (1967), de tipo dendrítico. La morfología del cauce indica que se trata de cursos fluviales con alta energía y gran capacidad para el arranque y arrastre de material; en este sentido, el perfil transversal en “v” de los valles asociados a estas formas apunta además a que la tasa de encajamiento fluvial es semejante a la del retroceso de ladera. Por su parte, la

morfología de la red de drenaje indica un origen relacionado con el tránsito de escorrentia superficial difusa a concentrada; en los tramos altos de estas formas el caudal de sus cursos fluviales asociados presentaría un régimen discontinuo mientras que en los tramos más bajos y relacionados con cursos fluviales, con un grado de madurez mayor, el régimen llegaría a ser continuo.

Sobre la llanura de inundación del Río Ouro se pueden observar algunas huellas de **cauces abandonados** o antiguas zonas de circulación de agua colmatadas por depósitos de carácter limo-arcilloso.

Los depósitos **aluvio-coluviales** se localizan en fondos planos de valle, destacando los desarrollados en la franja litoral y depresión de Ferreira.

Los depósitos están formados por clastos desde angulosos a subangulosos y matriz muy abundante de carácter limo-arcilloso. La litología de los materiales puede ser cuarcítica o granítica con matriz fundamentalmente arenosa o pizarrosa, con matriz predominantemente limo-arcillosa; también es frecuente que desarrollen niveles de limos y arcillas, sin apenas cantos. La potencia de los depósitos puede llegar a superar los 6 m de espesor. Los suelos originados sobre estos depósitos son, en general, poco evolucionados y corresponden a suelos grises y pardos, en los que aparece un horizonte orgánico bien desarrollado.

El hecho de que esta formación aparezca en relación con los tramos de la red fluvial con menor grado de madurez parece indicar que estos depósitos son el resultado de la interacción de los procesos de gravedad y los procesos fluviales generados en las vertientes adyacentes a los fondos de valle en los que aparecen.

A los depósitos aluvio-coluviales se les ha asignado una edad holocena, sin embargo, cabe mencionar que la localización de algunos aluvio-coluviales, a la salida de cuencas fluvio-torrenciales con materiales torrenciales adyacentes o subyacentes, parece indicar que en origen estuvieron relacionados con el funcionamiento de los sistemas fluvio-torrenciales de los periodos fríos del Pleistoceno superior.

Los **fondos y abanicos torrenciales** se localizan principalmente en el margen septentrional del Río Moucide, en la depresión de Ferreira y en la franja litoral. Morfológicamente, presentan perfiles longitudinales y transversales convexos y, en el caso de los abanicos torrenciales, planta en forma de abanico.

Los depósitos son esencialmente cuarcíticos, constituidos por gravas y bloques, de hasta 70 cm de diámetro mayor, heterométricos y de formas subangulosas a subredondeadas; la matriz es arenosa y también es de naturaleza cuarcítica. Existen niveles arenoso-limosos, de hasta 40 cm de potencia, que localmente presentan estratificación cruzada; también existen lechos aislados de turba. La potencia total de estos sedimentos es difícil de precisar, por su variabilidad y la inexistencia de cortes completos, pero pueden llegar a sobrepasar los 8 m de espesor.

A pesar de que algunos de estos depósitos pueden activarse en épocas de lluvias, su génesis debe relacionarse con fenómenos fluvio-gravitacionales, afectando a materiales poco coherentes, principalmente derrubios, en laderas colonizadas por una vegetación más escasa que en la actualidad. Existe una datación en un abanico torrencial de esta Hoja (DELEBRIAS *et al.*, 1964), localizada en un lecho de turba bajo 2.4 m de arenas y gravas, por técnicas de análisis polínico y ^{14}C que ha situado la edad de este depósito en los 13.600 + 450 años BP, es decir, en la última etapa glacial pleistocena (Würm). En base a estos datos se les asigna una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

Las **llanuras de inundación** más extensas son las de los ríos Ouro, Moucide, Masma y Centino. Merecen especial atención las confluencias del río Ouro con el río Bao y los arroyos Ferreira y Val dos Infernos donde las llanuras aluviales adquieren las mayores extensiones de la Hoja. La superficie de estas formas de acumulación coincide con la primera llanura sobre el cauce del río y la morfología de los cursos fluviales asociados es de tipo meandriforme.

Los depósitos están constituidos por gravas y bloques heterométricos y de formas subangulosas a subredondeadas; la matriz es muy abundante y de carácter areno-limosa; también es frecuente que desarrollen intercalaciones de niveles irregulares arenosos y limo-arcillosos. Los clastos son fundamentalmente cuarcíticos y con carácter accesorio existen clastos de esquistos y de granito; la matriz está formada por cuarcita y cuarzo en proporciones variables y la fracción limo-arcillosa procede de la alteración de esquistos. La potencia de estos sedimentos es muy variable, si bien, como tónica general, raramente superan los 5 o 6 m de espesor.

La morfología de los cursos fluviales asociados a esta formación superficial es, según la clasificación de MOLLARD (1973), de tipo meandriforme confinada; esta clasificación

asigna a los cursos fluviales con esta morfología valores moderados para el tamaño dominante del sedimento, la carga y también para la sinuosidad, estabilidad y gradiente del canal.

Se les asigna una edad Holocena, por ser depósitos con numerosas muestras de actividad reciente.

Los **abanicos aluviales** se localizan en las desembocaduras de los ríos Moucide, Ouro y Masma y en la depresión de Ferreira.

Los depósitos son esencialmente cuarcíticos y están constituidos por gravas y bloques heterométricos y de formas subangulosas a subredondeadas; la matriz es fundamentalmente arenosa, aunque puede presentar una fracción limoso-arcillosa, y también es de naturaleza cuarcítica. Existen niveles arenosos y arcillosos que en algunos afloramientos pueden predominar sobre los niveles de clastos; los niveles arcillosos son de tonalidades abigarradas, ricos en caolinita y localmente engloban gravas cuarcíticas, así como abundantes restos de turba. La potencia de estos sedimentos puede alcanzar los 11m.

Los abanicos aluviales están generados por cursos fluviales que emergen en áreas de relieve no confinante. Frente a los abanicos de los sistemas torrenciales, los abanicos aluviales cartografiados presentan cursos fluviales con pendientes longitudinales escasas, abundante carga en suspensión y llanuras de inundación aguas arriba.

Se carece de datos cronológicos concretos, si bien su relación cartográfica con los abanicos torrenciales también induce a situarlos en la última etapa glacial pleistocena (Würm). Se les asigna una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

Las **terrazas** se localizan asociadas a los cursos fluviales de los ríos Covo, Xunco, Ouro, Centiño y Masma. En la mayoría de los casos se trata de depósitos degradados, de reducida extensión y dispuestos en rellanos colgados. Especial atención merecen las terrazas del río Ouro, en la depresión de Ferreira.

Los depósitos están formados por cantos de litología mayoritariamente cuarcítica, superando en todos los casos el 90% de cantos de cuarcita, el resto lo constituyen cantos de cuarzo, arenisca y raramente alguno de esquisto o granito; en cuanto al tamaño de los clastos, el mayor porcentaje varía entre los 2 y 8 cm de diámetro. La matriz es areno-limosa y está formada por cuarcita, cuarzo y arcillas en proporciones variables. Con frecuencia, existen intercalaciones de niveles de arenas y limos-arcillosos. El conjunto de estos depósitos

presenta una potencia reducida, siendo los 6 m el valor máximo encontrado. Las terrazas del río Ouro en la depresión de Ferreira muestran hacia los niveles inferiores una heterometría menor y un desgaste mayor.

En esta Hoja se han identificado tres niveles de terrazas. El primer nivel se dispone entre los 0 y 10 m respecto al cauce actual, el segundo nivel entre los 15 y 30 m y el tercero entre los 40 y 60 m.

Cronológicamente los depósitos del nivel superior han sido atribuidos al Tirreniense I; los incluidos en el nivel inferior han sido datados como post-Tirreniense I y finalmente, los depósitos del nivel inferior son asimilables al Monastiriense superior (MARTÍNEZ ÁLVAREZ *et al.*, 1977).

En la depresión de Ferreira, las terrazas del margen derecho del río Ouro parecen estar relacionadas genéticamente con el sistema de abanicos aluviales y torrenciales del río Ferreira y del arroyo Val do Inferno. Esta interpretación está basada en la ausencia de cambios tanto en la pendiente de las superficies de colmatación como en la sedimentología de estos depósitos.

Los **bordes de terraza** son, en la mayoría de los casos, poco netos o solapados y, a su vez, los bordes superiores se encuentran enmascarados, en muchas ocasiones, por depósitos de ladera.

Las **hombreras fluviales** son pequeñas superficies de topografía suave y subhorizontal limitadas por cambios bruscos de pendiente con escasos metros de desnivel; en la zona de estudio, no se han observado, sobre estas formas, ninguna formación superficial.

Las hombreras han sido interpretadas como restos degradados de terrazas fluviales erosivas. Esta interpretación depende de que sus características litológicas no indiquen un origen relacionado con erosión diferencial y que, además, exista una relación cartográfica con otras hombreras o formas de claro origen fluvial. Esta relación cartográfica consiste en que las formas relacionadas definan bandas relativamente estrechas, alargadas, próximas a cursos fluviales actuales y con una pendiente similar a la de estos cursos.

Formas eólicas

Los **campos de dunas** cartografiados están asociados a la desembocadura del río Ouro y a las playas de Area Longa, Altar y las playas de Barreiros. Esta formación superficial está constituida mayoritariamente por arenas finas y se presenta, al igual que los depósitos de

playa, en franjas estrechas, alargadas y paralelas a la línea de costa, situándose, en muchos casos, por encima de los acantilados. La morfología original de las dunas es difícil de precisar ya que los depósitos, además de encontrarse degradados por las actividades antrópicas, presentan, en su mayoría, una importante colonización vegetal.

La presencia, al este de la desembocadura del Río Masma, de campos de dunas por encima del acantilado induce a relacionar el origen de estos depósitos con la última etapa glacial pleistocena. En esta etapa, la extensa plataforma costera, provocada por el avance de la línea de costa hacia el norte, puede explicar el área fuente necesaria para el aporte de arena de estos campos de dunas remontantes.

Formas semiendorreicas

Las principales **turberas** de la Hoja se localizan sobre las planicies de la Sierra de Buio; el resto de estos depósitos presentan extensiones cartográficas de reducidas dimensiones. Esta unidad se localiza en áreas mal drenadas con escasa pendiente y, en ocasiones, asociados a pequeños cursos de agua.

Los depósitos están constituidos por turba y arcillas negras con intercalaciones de depósitos de ladera. En el caso de las turberas de la Sierra de Buio, alcanzan una potencia superior a los 2 m, siendo objeto de numerosas explotaciones intermitentes.

El hecho de que gran parte de estos depósitos se encuentren degradados por procesos erosivos actuales parece indicar que se trata de una formación con una larga evolución cronológica. En este sentido, existen dataciones sobre muestras recogidas en la sierra de Buio por el método del ^{14}C que les atribuyen una edad “Boreal” (Holoceno) (MARTÍNEZ ÁLVAREZ *et al.*, 1977). Por otra parte, cabe mencionar que las características litológicas de estos depósitos son semejantes a las de la Formación Nois descritas en las costas de las provincias de A Coruña y Lugo por ALONSO Y PAGÉS (2000). Esta correlación asignaría una edad más antigua a estos depósitos; estos autores interpretan la Formación Nois como turberas que coexistirían con coladas de soliflucción en zonas de mayor pendiente y la datan por el método del radiocarbono en los primeros estadios de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

Formas litorales

La **rasa** se localiza en la franja litoral que se extiende desde la localidad de Burela hasta el extremo oriental de la Hoja. Su configuración actual carece de continuidad, dada su

desmantelación parcial por los procesos erosivos más recientes, delimitando áreas planas (inclinación máxima del 3 por 100 hacia el mar) inmediatas al acantilado y cuya extensión hacia el interior es variable. La altitud es del orden de 20 a 25 m sobre el nivel del mar en la ría de Foz y decrece progresivamente hasta alcanzar los 5 m en las inmediaciones de Burela.

El origen de la rasa se relaciona con fenómenos de abrasión marina e importantes oscilaciones en el nivel del mar Cantábrico que se han sucedido desde el inicio de la Orogenia Alpina hasta la actualidad. El reajuste isostático por la pérdida de masa que supuso el desmantelamiento de la Cordillera Varisca, la elevación de los relieves alpinos y la disminución de agua de los océanos como consecuencia de las glaciaciones pleistocenas originó que la plataforma de abrasión marina precuaternaria quedara elevada por encima del nivel del mar. La mayoría de los depósitos que se sitúan sobre la rasa son materiales terrígenos de origen continental cuyo medio de transporte ha sido de tipo fluvio-torrencial. Con posterioridad a su deposición han podido sufrir pequeños retoques por influencia marina.

Estudios realizados por diversos autores sugieren que la rasa se formó en el transcurso del Plioceno (MARY, 1983 y ÁLVAREZ-MARRÓN, 2008)

Las **playas** están ampliamente representadas a todo lo largo del litoral, siendo las playas principales las de Area Longa; Paizás y Llas, al este de la desembocadura del río Ouro; y Altar y las playas de Barreiros, al este de la desembocadura del río Masma. Esta formación superficial se presenta en franjas estrechas, alargadas y paralelas a la línea de costa.

En general, son depósitos arenosos en los que predominan las fracciones de arena fina y muy fina, representando del orden del 90 por 100 del sedimento. La de arena muy fina se concentra en las proximidades de la línea de acantilado o de las zonas inmediatas a los campos de dunas contiguos, debido al arrastre por el viento. Abundan los granos subredondeados, en tanto que la proporción de elementos redondeados es débil. El cuarzo es el componente fundamental, los feldspatos y fragmentos de conchas suelen estar presentes en porcentajes bajos y la moscovita aparece como componente accidental.

La dinámica de esta formación superficial está fuertemente influida por una energía de oleaje relativamente alta, fuertes vientos del NE y corrientes de deriva procedentes del oeste.

En la desembocadura del Río Masma se han cartografiado **barras de arena** donde las corrientes de marea conviven con la descarga fluvial.

Las **marismas** cartografiadas están asociadas a las desembocaduras de los ríos Ouro y Masma.

Los depósitos están constituidos por limos, arenas finas y muy finas en proporciones variables; además, la vegetación es abundante y propia de ambientes salinos. Mineralógicamente predomina el cuarzo y algunas micas.

Su formación depende fundamentalmente de la interferencia entre los aportes fluvial de limos y litoral de arenas.

Las **llanuras de marea arenosas** están constituidas por arenas fangosas y se sitúan en la zona intermareal.

Su origen está en relación con ambientes interiores y poco profundos de la ría donde la energía del oleaje es baja y las corrientes de marea conviven con la descarga fluvial.

Formas de meteorización

Los **mantos de meteorización** se han podido delimitar cartográficamente por su relación con determinados usos del suelo como pueden ser los cultivos o prados y con topografías deprimidas y suaves entre las que destaca la depresión de Ferreira.

En la zona de estudio, los procesos de meteorización afectan a varias litologías, sin embargo, ha sido en el granito de A Toxiza donde se han originado los mantos más extensos y potentes. Los mantos de meteorización están, en general, enriquecidos en cuarzo y fragmentos líticos producto de las removilizaciones de las partículas menos resistentes a la meteorización.

Los mantos de meteorización pueden incluirse en una forma de meteorización mayor denominada **alveolo de alteración** que, además de los mantos de meteorización, incluye afloramientos del sustrato sin meteorizar exhumados por la removilización del regolito desarrollado en la etapa de meteorización.

Los **roquedos** de la zona de estudio son masas graníticas constituidas por zonas de roca masiva y poco diaclasada en las que abundan pináculos rocosos y acumulaciones de bloques. Los pináculos rocosos son pequeños relieves constituidos por rocas acastilladas dispuestas a favor de una red de diaclasado. Los bloques son las formas de alteración más numerosas y, situados aisladamente o en grupo, se encuentran ampliamente distribuidos por las áreas graníticas de la zona de estudio. El tamaño de los bloques representados en la cartografía

puede llegar acercarse a los 10 m de altura. En este sentido destacan los bloques desarrollados en el granito de A Toxiza que, en general, son de mayor tamaño que los desarrollados en el granito de dos micas. El origen de todas estas formas de alteración está relacionado con una meteorización diferencial subsuperficial y la posterior exhumación de los núcleos de roca fresca.

Formas poligénicas

Las **superficies de erosión** cartografiadas en la zona de estudio son superficies de topografía suave y pendientes bajas y limitadas por escarpes que definen cambios bruscos de pendiente.

Según la bibliografía (THOMAS, 1994; BREMER, 1981; TWIDALE, 1987 y VIDAL ROMANÍ y TWIDALE, 1998) el origen y pervivencia de estas formas se relaciona con la combinación de factores estructurales y litológicos, como la estabilidad tectónica y un basamento cristalino, y la actuación de procesos de meteorización y fluviales propios de climas tropicales con estación seca y húmeda que propicien el desarrollo de potentes mantos de alteración durante prolongados periodos de alteración subsuperficial.

Las superficies de erosión cartografiadas en la hoja de Foz han sido interpretadas como restos muy degradados de superficies de erosión. Su diferenciación depende de que las características litológicas de la superficie considerada no indiquen un origen relacionado con diferencias litológicas y que, además, exista una relación cartográfica con otras superficies de erosión y otras formas poligénicas, como los relieves residuales, a nivel local y regional. Esta relación cartográfica consiste en que las formas relacionadas definan superficies extensas con cotas y pendientes equivalentes. Siguiendo estos criterios cartográficos las superficies de erosión han podido ser subdivididas en dos niveles: R200 y R400-600.

El origen y la posición geocronológica de las superficies de erosión se propone en el apartado 5.3 (Evolución geomorfológica).

Los **relieves residuales** cartografiados son montículos redondeados y relacionadas cartográficamente con otros relieves o superficies de erosión. Esta relación cartográfica consiste en que las formas relacionadas definan superficies extensas con cotas y pendientes equivalentes. Las características anteriormente mencionadas han llevado a interpretarlos como relieves residuales de una superficie de erosión.

Formas antrópicas

En este sistema se han incluido **explotaciones a cielo abierto, escombreras y espigones** por tratarse de áreas en las que las actividades antrópicas dificultan la reconstrucción geomorfológica o que influyen de forma importante en la dinámica de algunos procesos geomorfológicos

1.3. Evolución geomorfológica

Durante el Mesozoico el Macizo Varisco era una cordillera montañosa afectada por periodos de intensa erosión que empezarían a suavizar el relieve y a trazar una red fluvial en relación con las principales estructuras variscas (BIROT Y SOLE SABARIS, 1954).

Entre el Cretácico superior y el Paleógeno, el Macizo Varisco estaba sometido a un clima con altas temperaturas y abundantes precipitaciones y una densa cobertera vegetal (UCHUPI, 1988; RAT, 1982), responsables de uno de los principales rasgos geomorfológicos del noroeste peninsular: la Superficie Fundamental (MARTÍN-SERRANO, 1994). BÜDEL (1982) señala que las zonas tropicales húmedas desarrollan un relieve con llanuras onduladas y redondeadas que se meteorizan y suavizan a medida que se forman. En la zona de estudio la Superficie Fundamental se conserva en la Sierra de Buio y en las estribaciones de la Sierra de Xistral, en el extremo suroeste de la Hoja (S600). Por su parte, la red fluvial debía de seguir reflejando mayoritariamente las orientaciones NE-SO de las principales direcciones litológicas y estructurales variscas.

Las diferentes características litológicas y estructurales de las rocas del sustrato del Macizo Varisco, sobre las que se generó la Superficie Fundamental, provocaron la meteorización selectiva de las mismas. Esta meteorización fue muy intensa y profunda allí donde el sustrato fuera fácilmente alterable y, en cambio, apenas progresó sobre el sustrato resistente. La consecuencia es que el manto de meteorización adquirió un espesor notablemente irregular; esta irregularidad geométrica en el frente de meteorización basal no se reflejaría en superficie, la superficie sería suave como la descrita para la Superficie Fundamental.

Durante el Paleoceno-Eoceno, el margen continental septentrional de la placa Ibérica comenzó a deformarse como resultado de su convergencia con la placa Euroasiática (BOILLOT Y MALOD, 1988). A partir de este momento, la evolución del relieve de la zona

de estudio hay que enmarcarla en un contexto de levantamiento del zócalo varisco (VIDAL ROMANÍ, 1983). Esta circunstancia dio lugar a un descenso en el nivel de base de la red fluvial que, a su vez, provoca el encajamiento de la red en la Superficie Fundamental (NONN, 1966). Por otra parte, el Macizo varisco estuvo sometido a una variación climática hacia condiciones más estacionales, con estación húmeda y seca, que comenzaron a degradar la cobertura vegetal y el espeso manto de meteorización que cubría. En estas circunstancias, el manto de meteorización asociado a la Superficie Fundamental, comenzó a erosionarse dejando al descubierto la superficie del frente de meteorización basal (S400). En la zona de estudio, esta superficie se conserva en la cuenca del Río Rigueira, en el cuadrante noroeste de la Hoja.

En el Mioceno se produce otro pulso en el levantamiento en el entorno de la Cordillera Cantábrico-Pirenaica (SANTANACH, 1994) que origina otro encajamiento de la red fluvial del área de estudio. Este pulso es seguido por una significativa etapa de estabilidad tectónica que permite desarrollar una amplia superficie con una red fluvial madura encajada en la S600-400. En la zona de estudio esta superficie se conserva muy degradada en la cabecera de la cuenca del Río Centiño y en los relieves residuales que orlan el alveolo de alteración de Ferreira.

A partir del Plioceno, una fuerte epirogénesis (CABRAL, 1995) y un cambio radical en las condiciones climáticas, caracterizado por la aparición de las etapas glaciares pliocuaternarias (PENCK Y BRÜKNER, 1901-1909), dieron lugar a un avance general de la línea de costa varios kilómetros al norte de su posición actual. Como consecuencia de este fenómeno, la plataforma de abrasión marina precuaternaria quedó elevada por encima del nivel del mar, lo que dio lugar a la aparición de la rasa costera.

A lo largo del Cuaternario, la sucesión de etapas glaciares separadas por otras interglaciares de clima más templado (PENCK Y BRÜKNER, 1901-1909) provocó importantes oscilaciones glacioeustáticas (PEÓN Y FLOR, 1993) con varios avances y retrocesos de la línea de costa. El avance y retroceso de la línea de costa tuvo lugar varias veces a lo largo del Cuaternario, provocando distintas rasas a diferentes niveles. En las etapas con una línea de costa más retirada que la actual la red de drenaje se encajaba, originando valles fluviales que disectaron la rasa costera. En el interior, el encajamiento de la red fluvial provocó la

degradación de la S200 y el comienzo del vaciado del manto de meteorización del alveolo de Ferreira.

En la última etapa glacial las condiciones periglaciares que afectaban a la zona de estudio originaron abundantes formaciones de ladera como coluviones, derrubios o flujos (*debris flows*) y en las zonas deprimidas y mal drenadas la escasa vegetación existente llegó a formar turberas.

Finalmente en el Holoceno las temperaturas fueron aumentando hasta alcanzar las actuales condiciones climáticas lo que produjo un nuevo avance de la línea de costa desde la última etapa glacial hasta la posición actual.

1.4. Procesos activos

La Hoja de FOZ, no presenta procesos geológicos recientes de gran envergadura.

La actividad sísmica en la Hoja es importante como lo demuestran los 18 epicentros registrados por el Catálogo General de Sismos del IGN. Además, debe tenerse en cuenta que los valores de máxima intensidad previsible para un periodo de retorno de 500 años están próximos a los más altos del noroeste peninsular. Los valores de magnitud registrados han estado siempre por debajo de los 4 Mw y los de intensidad son iguales o inferiores a VI MSK.

Todos los movimientos de ladera de la Hoja han sido clasificados como flujos. En general son “*debris flows*” que afectan a formaciones superficiales con disponibilidad de carga sólida no consolidada como son los coluviones o derrubios. El grado de actividad es moderado atendiendo a su interpretación como depósitos heredados de la última etapa glacial con condiciones climáticas diferentes y una cobertura vegetal escasa.

Se puede afirmar que los procesos activos de la Hoja se centran en los procesos de erosión de carácter fluvial. La Hoja, en general, presenta una red de drenaje con alta densidad y baja sinuosidad, que al transcurrir por zonas con pendientes elevadas propician el arranque y arrastre de material, dando lugar a una generalizada red de incisión.

Los procesos de inundación y sedimentación se centran en los principales valles fluviales, así como en algunos de sus valles secundarios. Se han cartografiado como zonas inundables las llanuras de inundación y algunas terrazas inundables en avenidas con mayor tiempo de recurrencia. También se producen procesos de inundación y sedimentación en los fondos

planos de valles secundarios, aunque suelen tener un carácter esporádico debido al encauzamiento muy incipiente del agua. Es importante destacar que cuando disminuyen los caudales de la avenida tiene lugar la sedimentación, aportando depósitos de decantación sobre las zonas inundables. Estos procesos también pueden manifestarse en depósitos con pendientes más pronunciadas como los fondos y abanicos torrenciales.

Además de los procesos de inundación y sedimentación asociados a la acción fluvial y de escorrential superficial, existen otros asociados a la dinámica litoral y lacustre. Los procesos lacustres son estacionalmente funcionales y actúan como pequeñas zonas encharcadas.

Los procesos activos de sedimentación también pueden observarse en los campos de dunas, sin embargo, también aparecen procesos erosivos relacionados con la transgresión holocena y las actividades antrópicas.

2. BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A y PAGÉS, J.L. (2000): El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlántico. *Rev. Soc. Geol. España*, **13** (1): 17-29.
- ÁLVAREZ-MARRÓN, J., HETZEL, R., NIEDERMANN, S, MENÉNDEZ, R. y MARQUÍNEZ, J. (2008): Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, **93** (3-4): 316-334.
- ASENSIO AMOR, I. y TEVES RIVAS, N. (1964): Proceso erosivo-marino y formación de canturrales en la ría de Foz. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, **62**: 347-359.
- ASENSIO AMOR, I. y NONN, H. (1964): Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. I. Los depósitos de terraza del río Eo y de las márgenes de su ría. II. Sedimentos de terrazas y aluviones actuales de los ríos Masma y Ouro. *Estad. Geogr.*, **96**: 319-366.
- ASENSIO AMOR, I. (1965): Depósitos sedimentarios actuales y antiguos en la desembocadura del río Ouro, ría de Fazouro (Lugo). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **63**: 315-330.
- ASENSIO AMOR, I. (1966): Sedimentología litoral: los cordones playeros del golfo de la Masma (Lugo). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **64**: 89-112.
- ASENSIO AMOR, I. y TERES RIVAS, N. (1966): Estudio fisiográfico-sedimentológico de las rías altas del Norte de Lugo. *Act. Geol. Hisp.*, **3**: 5-10.
- ASENSIO AMOR, I. (1966): Aluviones actuales y formaciones sedimentarias antiguas en el valle del Moucide (Lugo). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **64**: 37-45.
- ASENSIO AMOR, I. (1970): Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-astúrica en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. *Estad. Geol.*, **26**: 29-91.
- ASENSIO AMOR, I. (1971): Contribución al estudio morfodinámico de la cuenca del Masma. *Est. Geol.*, **27**: 475-485.

- BIROT, P. y SOLE, L. (1934): Les basins tertiaires de Galicie Orientale et leur cadre. *Ins. Geol. Univ. Barcelona*, **211**: 24-26.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique. *Mem. et Doc. CNRS*, **7**: 61 p.
- BOILLOT, G. Y MALOD, J. (1988): The North and North-West Spanish Continental Margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**: 295-316.
- BREMER, H. (1981): Reliefformen und reliefbildende Prozesse in Sri Lanka. *En: Zur Morphogenese in den feuchten Tropen: Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri Lanka, Relief Boden Paäoklima, Bremer, H., Schnütgen, A. y Späth, H.*, **1**: 7-183.
- BÜDEL, J. (1982): Climatic Geomorphology. *Princeton University Press, N. Jersey*: 443 p.
- CABRAL, J. (1995): Neotectónica em Portugal continental. *Memorias do Instituto geológico e Minero, Lisboa*, **31**: 265 p.
- DELEBRIAS, G., NONN, H. y VAN CAMPO, M. (1964): Age et flore d'un depot periglaciaire reposant sur la "rasa" cantabrique près de Burela (Galicie, Espagne). *Com. Rend. Acad. Scien.*, **259**: 4092-4094.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., LLOPIS LLADO, N., JORDA, F. y MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J.A. (1957): El Cuaternario de la región cantábrica. *Congreso Internacional de INQUA*, **1**: 72 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1959): Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. I. Tramo comprendido entre la ría del Eo y la de Foz. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **57**: 75-100.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1960): Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. II. Tramo comprendido entre la ría de Foz y el casco urbano de Burela. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, **58**: 73-83.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1966): Presencia de cantos de pedernal en las playas del litoral occidental del Cantábrico, en relación con una posible orla terciario-secundaria sumergida. *Bol. Inst. Esp. Oceanografía*, **126**: 1-11.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1967): Formación pliocena detrítica en el litoral lucense. *Estud. Geol.*, **23**.
- HOWARD, A.D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **51**: 2246-2259.
- MAC PHERSON, J. (1886): Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Galicia. *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **15**: 165-203.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1994) : El relieve del Macizo Hespérico: Génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña*, **19**: 37-55.
- MARTÍNEZ ÁLVAREZ, J. A., TORRES-ALONSO, M. y GUTIÉRREZ-CLAVEROL, M. (1977): *Mapa Geológico de España E 1:50.000, hoja n°9 (Foz)*. IGME, Madrid.
- MARY, G. (1983): Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, **13**: 3-35.
- MOLLARD, J.D. (1973): Airphoto interpretation of fluvial features. En: *Fluvial "Processes and Sedimentation"*, *Proceedings of Hydrology Symposium, University of Alberta*: 342-380.
- MORISAWA, M. (1985): Rivers. Form and process. *Geomorphology texts, 7. Longman London*.
- NONN, H. (1958): Contribución al estudio de las playas antiguas de Galicia (España). *Notas y comunicaciones IGME*, **50** : 177-193.
- NONN, H. (1966): Les régions cotières de la Galicie (Espagne). Etude geomorphologique. *Faculte des lettres Strasburg*, **3**: 591 p.
- PENCK, A. y BRÜCKNER, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter. *Tauchnitz, Leipzig*, **3**: 1396 p.
- PEÓN A. y FLOR G. (1993): La red fluvial asturiana: características y origen. *Resúmenes de la XV Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Peninsular*: 32-35.
- PULGAR, J.A., ALONSO, J.L., ESPINA, R.G. y MARÍN, J.A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, **21**: 283-294.

- RAT, P. (1982): Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 1059-1076.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, A., QUINTANA, L., GONZÁLEZ MENÉNDEZ, L. y SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. (2006): Neotectónica en el norte de Galicia: Fallas inversas afectando a depósitos pleistocenos en la cuenca fluvial del alveolo de Alfoz, Lugo. *Geogaceta*, **41**: 251-254.
- SANTANACH, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **19**: 57-72.
- THOMAS, M.F. (1994): Geomorphology in the tropics: A study of weathering and denudation in low latitudes. *John Wiley and Sons LTD., Chichester, UK*: 460 p.
- TWIDALE, C.R. (1987): Etch and intracutaneous landforms and their implications. *Australian Jour. Earth Sci.*, **34**: 367-386.
- UCHUPI, E. (1988): The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, **1 (3-4)**: 257-294.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1983): A orixe das Rías Galegas. Estado da cuestión (1886-1983). *Cuadernos da Área das Ciencias Mariñas, Seminario de Estudos Galegos*, **1**: 13-25.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. y TWIDALE, C.R. (1998): Formas y paisajes graníticos. *Servicio de publicacions Universidade da Coruña*: 411 p.