

CAMBIOS AMBIENTALES DETECTADOS NA COSTA DE GALICIA DURANTE O PLISTOCENO E HOLOCENO E DINÁMICA ACTUAL

*A. Pérez Alberti, R. Blanco Chao, M. Otero Otero,
I. Macías García e J. López Bedoya*

Grupo de Investigacións Xeomorfolóxicas e Ambientais (GIXA)
Universidade de Santiago de Compostela
Facultade de Xeografía e Historia
Praza da Universidade 1, 15782 Santiago de Compostela.
Correo_e: augusto.perez@usc.es

RESUMEN

As costas en xeral e as de Galicia en particular están sometidas a procesos que actúan en ritmos evolutivos e tempos diferenciados. O comportamento dos areais é moi diferente dos das costas rochosas, e dentro destas non é igual o que se dá nunha área de cantís que nunha costa baixa. Nas costas é posible atopar evidencias dos cambios ambientais acontecidos ao longo de miles de anos; de xeito bastante preciso, nos últimos 40.000.

Ao longo deste extenso período na costa dominaron procesos fríos que orixinaron un amplo abano de depósitos que fosilizaron as antigas formas xeradas durante o interglaciar Eemiense. A análise das secuencias deposicionais, das súas facies e da relación existente entre elas permitiu individualizar diferentes fases. Unhas son indicativas dun predominio da morfoxénese, caracterizada pola acumulación de areas, cantos e bloques; outras, da edafoxénese, coa formación de solos nun ambiente de sedimentación de finos, ricos en materia orgánica que permitiu a súa datación radiocarbónica. A presenza das diferentes formacións superficiais condicionou a evolución da costa desde hai uns 15.000 anos, dado que a dinámica litoral se viu fortemente marcada pola súa existencia, orixinando una dinámica paraperiglacial durante o Holoceno que continúa na actualidade.

Nas costas rochosas dominan hoxe en día os desprendementos, colapsos e desprazamentos rotacionais que afectan tanto aos depósitos como ás rochas do substrato. Obsérvase un maior dinamismo naquelas áreas dominadas por rochas fracturadas e meteorizadas e menos nas que o substrato é máis compacto. Aínda que en toda a costa aparecen as pegadas da inestabilidade, esta é maior no tramo de costa que se prolonga entre o cabo Ortegal e Malpica.

A análise comparativa entre as imaxes do litoral no ano 2001 e a actualidade indican a existencia de erosión. Non obstante, os episodios de maior intensidade erosiva parecen vir marcados máis pola existencia en momentos puntuais de altas precipitacións ou temporais que polo aumento do nivel mariño que aínda está lonxe de acadar o que había no último interglaciar Eemiense.

SUMMARY

The coastal systems are subjected to processes that operate at different rates. The response of the beaches is quite different to that of the rocky coasts, and even the processes on a cliff are not the same in a low rock coast. On the coast of Galicia there is evidence of the environmental changes occurred over the last 40,000 years. During this time-span the dominant environment was characterized by cold processes, which led to the formation of extensive accumulations of sediments that fossilized the coastal landforms developed during the Eemian. The study of the

sedimentary sequences enabled the identification of different phases, alternating periods in which erosion and sedimentation was dominant with periods of dominant pedogenesis. The occurrence of these deposits was a very important factor in the evolution of the coast during the Holocene transgression, leading to a para-periglacial dynamics that is still active in many places.

Today, mass movements are the dominant processes in many sectors of the rocky coasts of Galicia. Rotational slides, rock falls and collapses are present both in rock cliffs and in the sedimentary cliffs derived from the ancient deposits. Although this type of movement affects the entire Galician coast, those areas with highly fractured and weathered rocks show higher instability. Between Cape Ortegal and the locality of Malpica, the evidence of mass movements are especially common. The comparison of a set of oblique aerial photographs taken in 2001 and the present conditions allowed the recognition of erosive trends in several places. However, the most important events are related with periods of high precipitation or with severe storms, and they are probably not caused by a rise in the mean sea-level.

1. INTRODUCCIÓN

As costas, como lugares de interfase entre o mar, o continente e a atmosfera, presentan un comportamento caótico marcado por factores e procesos diversos. Nas de Galicia pódense diferenciar dúas grandes tipoloxías desde o punto de vista da súa exposición ao océano: as costas con rías e as que, dun xeito descritivo, se poden denominar como costas externas. Nas primeiras dominan aparatos estuarinos e responden xeneticamente, polo xeral, a unha multiplicidade de factores, dos que o tectónico ten grande importancia na súa xénese, o litolóxico -que provoca procesos de erosión diferencial- define os grandes trazos do seu deseño e o paleoclimático condiciona os modelados de detalle e a distribución de ambientes. As segundas, pola súa parte, están constituídas por unha sucesión de tramos acantilados rochosos e sectores de costa baixa onde predomina a acumulación sedimentaria. En calquera caso, a nivel xeral, a principal característica das costas de Galicia é a súa variedade morfolóxica, litolóxica e incluso climática.

Aínda que existen amplos areais, son as costas rochosas as que teñen unha maior presenza no litoral galego, polo que se considerou centrar a análise na súa dinámica. Por outra parte, mentres que as que se poden denominar como costas sedimentarias están sometidas na súa meirande parte a unha intensa ocupación humana e, conseguintemente, a súa evolución vén, en gran medida determinada por iso, as rochosas apenas están afectadas. Por outra parte, os seus ritmos evolutivos son moi diferentes. Os sistemas praia-duna poden terse modificado en períodos de tempo moi curtos. En realidade, non só cambian de perfil ao longo das estacións, senón que o fan diariamente e moi especialmente en eventos de alta enerxía. Pola contra, as costas rochosas presentan ritmos evolutivos máis lentos e adoitan funcionar de xeito moito máis descontinuo, polo que os cambios, aínda que máis lentos, quedan reflectidos de xeito nido na paisaxe.

Dito o anterior, o obxectivo fundamental proposto foi dobre: coñecer, por unha banda, os cambios ambientais que teñen sucedido ao longo do Plistoceno final e do Holoceno e, por outra, comprobar as modificacións que se están a dar na fronte costeira durante os últimos anos.

2. MÉTODOS

Na realización desta investigación téñense empregado diferentes métodos dada a complexidade dun tema de estudo que supón afondar tanto na evolución que sufriron as costas de Galicia como na súa dinámica actual. Este feito requiriu un dobre enfoque e, asemade, o uso de diferentes métodos. Para coñecer a evolución durante o Plistoceno final e o Holoceno, utilizáronse funda-



mentalmente as análises sedimentolóxica e edáfica. Neste senso, levouse a cabo unha revisión dos estudos desenvolvidos polo Grupo de Investigación Xeomorfolóxicas e Ambientais (GIXA) ao longo dos últimos 15 anos, á vez que se engadiron novos datos. En calquera caso, estudáronse distintos depósitos sedimentarios existentes nas costas de Galicia, para o que se levou a cabo unha caracterización das súas diferentes facies, relacionándoas entre si e reconstruíndo a súa arquitectura, ao tempo que se dataron numerosos niveles orgánicos mediante ^{14}C , o que permitiu o encadramento temporal dos últimos 40.000 anos.

Na análise da dinámica actual, tense combinado o traballo de gabinete co de campo. Referente ao primeiro caso, empregáronse imaxes oblicuas de toda a costa galega, obtidas entre novembro de 2001 e xaneiro del 2002, así como as ortofotos proporcionadas polo SIXPAC, pertencentes ao ano 2003. Por outra parte, realizouse a consulta de imaxes oblicuas obtidas durante agosto de 2008 co propósito de comprobar a existencia de evidencias visibles de modificacións recentes na costa. Nunha fase posterior está previsto analizar as fotografías aéreas de 1956 e 1983 para poder establecer liñas evolutivas máis precisas.

No campo realizouse un percorrido por aqueles lugares en que se detectaran procesos erosivos co obxectivo de coñecer a súa evolución.

3. RESULTADOS E DISCUSIÓN

Para poder comprender da forma máis exacta posible os cambios ambientais que afectaron ás costas de Galicia, en primeiro lugar cómpre sintetizar, aínda que sexa de modo moi breve, os principais elementos e factores que están presentes no sistema. Por unha banda, a configuración morfolóxica e estrutural que determina en grande medida os procesos xeomorfolóxicos; en segundo lugar a cobertura sedimentaria que permite coñecer tanto os procesos que se desenvolveron nas costas galegas como o momento en que se produciron. Por último, e dado o obxectivo primordial desta investigación, preséntanse os primeiros datos dos cambios que se están a producir na actualidade.

3.1. O contexto morfolóxico e estrutural

Un primeiro factor que se debe ter en conta é o contexto morfolóxico e estrutural en que se enmarca a dinámica costeira. Trátase, xa que logo, das diferentes unidades morfolóxicas que se encadean entre o Eo, ao norte, e o Miño, ao sur, da diversidade litolóxica e da estrutura tectónica. Porque non se debe esquecer que nos máis de 1.400 km de costa que posúe Galicia se poden individualizar tramos con características morfolóxicas distintas. Un primeiro prolóngase entre las rías de Ribadeo, ao leste, e o cabo Ortegal ao oeste; un segundo abarca desde o cabo Ortegal ata a ría da Coruña; un terceiro comprende a Costa da Morte, que se estende desde o sur da Coruña ata o cabo Fisterra; un cuarto sector engloba as Rías Baixas, entre Fisterra e o cabo Silleiro, e un quinto vai desde este lugar ata a desembocadura do Miño.

O primeiro deles presenta dous sectores ben diferenciados: o que se prolonga ata San Cibrao e que está caracterizado por un perfil de costa rectilínea, apenas rota pola ría de Foz, e marcada pola “rasa cantábrica”, unha faixa de terreo achairada que se estreita paulatinamente cara ao oeste, e o que vai de San Cibrao ao cabo Ortegal, cun perfil moito máis escarpado, con numerosos entrantes e saíntes entre os que se introducen as rías de Viveiro, O Barqueiro e Ortigueira.

O segundo dos tramos tamén ofrece contrastes en función dos sectores. Un primeiro que vai do cabo Ortegal ata o cabo Prioriño, ben marcado por unha sucesión de tramos con cantís, como o que se

estende desde Ortegál ata o límite setentrional da ría de Cedeira, flanqueando a serra da Capelada, ou o que desde o bordo sur chega ata o cabo Prioriño, deixando no medio areais como A Frouxeira ou Doniños. O segundo engloba o chamado golfo Ártabro, no que se encadean as rías de Ferrol, Ares e A Coruña.

No terceiro tramo volve a dominar unha liña de costa rectilínea que unicamente se abre nas rías de Corme-Laxe e Camariñas. Dominan cantís con formas diferentes no medio dos que se instalan amplos areais como Baldaio, Traba ou O Trece, por exemplo.

Entre os cabos de Fisterra e Silleiro aparecen as Rías Baixas. Trátase das rías de maiores dimensións e que teñen en común o feito de presentaren unha orientación SO-NE e estreitarse progresivamente na mesma dirección, ao apareceren flanqueadas polo norte e sur por serras, como é o caso da Barbanza, entre a ría de Muros-Noia e Arousa, ou os montes do Castrove, entre a ría de Pontevedra e Vigo, e ao enlazaren con vales encaixados que se introducen cara ao interior, caso do Ulla en Arousa, do Tambre en Muros e Noia, do Lérez en Pontevedra ou do Verdugo en Vigo.

Máis ao sur, entre o cabo Silleiro e a desembocadura do río Miño, prolóngase un último tramo caracterizado de novo por un perfil lonxitudinal uniforme e un estreito desenvolvemento; cara ao leste está flanqueado pola serra da Groba.

Desde o punto de vista litolóxico, a principal característica diferenciadora da costa galega é a grande extensión dos afloramentos graníticos que de xeito fundamental se estenden desde o norte do golfo Ártabro ata a desembocadura do Miño. Pola contra, están moito menos representados na costa cantábrica, con pequenos afloramentos nos sectores de Bares e San Cibrao. No extremo noroccidental, entre as rías de Cedeira e de Ortigueira dispóñense os materiais do complexo de cabo Ortegál, compostos de rochas básicas e ultrabásicas, como as ecloxitas, anfíbolitas ou serpentinitas.

O tipo de rocha, a súa composición e, o que resulta de suma importancia, o patrón e xeometría das discontinuidades, especialmente as fracturas, así como o grao de alteración, son de vital importancia no modelado e na dinámica costeira. A calquera escala, a disposición dos distintos afloramentos rochosos establece as liñas do trazado en planta da costa e, de xeito semellante, tamén se pode establecer unha relación entre a forma vertical que presenta e a disposición estrutural dos materiais. Non obstante, a efectividade e os modos de operación dos procesos erosivos non dependen tan só do tipo de rocha, senón da xeometría, ou sexa, da densidade, dirección e inclinación do patrón de discontinuidades, que son as que establecen as liñas de debilidade a favor das que se produce preferentemente a erosión.

O intenso patrón de fracturas existente en moitos lugares ten favorecido o avance da meteorización e, consecuentemente, a fragmentación dos materiais, o que inflúe intensamente na dinámica dos cantís e, polo tanto, nos procesos de erosión. Nas costas de Galicia aparecen sectores moi diferentes en canto ao seu grao de alteración. Ao lado de lugares en que dominan formas graníticas exhumadas macizas, moi pouco alteradas, existen outros nos que a alteración é moi intensa. Este feito orixina, como se analizará máis adiante, unha resposta diferencial ante o retroceso.

3.2. As herdanzas: a fase de fosilización durante o Plistoceno recente.

O alto número de factores que controlan a dinámica litoral trae consigo a necesidade de abordar o seu estudo partindo da base de que se trata dun sistema morfodinámico, no que se produce un continuo axuste de formas e procesos a diferentes escalas temporais e espaciais (Carter e Woodroffe,



1994). Sábese desde hai tempo que a evolución costeira avanza seguindo unha sucesión de estados, dado que cada un deles é dependente da herdanza dos anteriores. O paso dun estado a outro prodúcese cando se modifican ou ben os límites espaciais –caso dunha oscilación do nivel do mar– ou ben as condicións límite para os procesos –como os cambios ambientais–. Aínda que cada novo estado evolutivo se establece adaptando a herdanza do estado anterior ás novas condicións, na morfodinámica costeira sempre existe unha compoñente estocástica dificilmente predicible, sobre todo no que se refire aos procesos climáticos (Carter, 1988; Cowell e Thom, 1994), característica que fai que os limiares nas condicións límite se produzan moi a miúdo durante eventos puntuais de alta intensidade e baixa frecuencia (Carter, 1988). Nos medios costeiros sedimentarios estas propiedades de dependencia das condicións iniciais fanse evidentes en escalas temporais curtas ou medias, dado que a velocidade de cambio é relativamente rápida, como sucede nunha praia que cambia ao longo dun ciclo mareal, mentres que nas costas rochosas o compoñente estocástico se acentúa por mor de que os cambios son moito máis lentos e a longo prazo, o que se traduce en que boa parte das formas teñan un carácter polixénico, dado o maior peso que as herdanzas teñen na súa dinámica (Trenhaile, 1987, 1997; Sunamura, 1992).

Dito o anterior, e dentro dunha escala de tempo cuaternaria, os factores máis importantes que entran en xogo na dinámica costeira de Galicia, á parte dos derivados do control estrutural e litolóxico e os que representan as entradas de enerxía no sistema, é dicir, as ondas, correntes, mareas ou o vento, son aqueles que definen os límites espaciais e as condicións límite para cada estado morfo-dinámico, caso dos derivados das oscilacións do nivel do mar asociadas aos períodos glaciares e interglaciares, que definen a área sobre da que se desenvolven os procesos costeiros.

O segundo factor determinante da evolución recente da costa galega foi, sen dúbida, a importancia das acumulacións xeradas durante as fases frías do Plistoceno recente, que motivaron na costa unha acusada inestabilidade das ladeiras e a xeración de potentes depósitos que fosilizaron practicamente na súa totalidade as formas litorais existentes no último interglaciar (Costa Casais *et al.*, 1994, 1996; Costa Casais, 2001; Pérez Alberti *et al.*, 1997, 1998a, 1998b, 1998c, 1999). Por mor do anterior, ao longo de toda a fronte costeira, de xeito especial nos sectores acantilados, existe unha extensa gama de depósitos sedimentarios que, no seu conxunto, ofrecen unha gran diversidade de secuencias deposicionais e facies variadas. Granulometricamente son moi heteroxéneos, froito da sucesión de procesos en relación tanto con cambios nas condicións climáticas como dos factores locais de deposición. As diferenzas nas características de cada depósito están relacionados coas condicións topográficas de cada lugar e coa distancia á área fonte.

3.2.1. Algúns exemplos significativos

Sería difícil analizar todos os depósitos localizados ata o momento actual na costa. Por iso, vaise centrar a atención nalgúns lugares concretos: o contorno de Muxía, Caamaño, na marxe esquerda da ría de Muros e Noia, e a costa sur entre cabo Silleiro e A Guarda. Para unificar as descrições, e dado que as facies que aparecen na costa son moi diferentes, na súa meirande parte, das que se poden observar noutros medios, elaborouse un sinxelo código de facies (Pérez Alberti *et al.*, 1999) (táboa 1), na liña de Miall (1992). O seu deseño aséntase no emprego dunha combinación de letras. En maiúsculas aparece o elemento fundamental dentro da facies: materia orgánica (**O**), arxilas (**A**), limos (**L**), areas (**Ar**), gravas (**G**), cantos (**C**) ou bloques (**B**). No subíndice sitúanse os elementos secundarios. Por exemplo, se se trata dunha facies caracterizada por bloques embutidos nunha matriz areosa, aparece **B**, referente aos bloques; _m, en referencia á matriz, e _{Ar}, referente á area. En conxunto, describirase como **B_{mAr}**.

FACIES*	Descrición
O	Materia orgánica predominante
O _{mF}	Materia orgánica embutida nunha matriz axilo-limosa
O _{mAr}	Materia orgánica embutida nunha matriz areosa
O _{mG}	Materia orgánica con presenza de gravas intercaladas
O _{mC}	Materia orgánica con presenza de cantos intercalados
O _{mB}	Materia orgánica con presenza de bloques intercalados
H	Head (secuencia amorfa de materiais de orixe solifluidal)
H _O	Head con presenza de materia orgánica intercalada
A	Predominio de arxilas sen estratificación
A _e	Arxilas estratificadas
L	Predominio de limos
L _e	Limos estratificados
Ar	Predominio de areas
Ar _e	Areas estratificadas
G	Predominio de gravas
G _e	Gravas estratificadas
C	Predominio de cantos
C _e	Cantos estratificados
B	Predominio de bloques
B _{mO}	Bloques embutidos nunha matriz rica en materia orgánica
B _{mAr}	Bloques embutidos nunha matriz areosa
B _{mArG}	Bloques embutidos nunha matriz rica en areas e gravas
B _{mArC}	Bloques embutidos nunha matriz de areas e cantos
B _{mGC}	Bloques embutidos nunha matriz de gravas e cantos
Ar _B	Areas con bloques dispersos
Ar _G	Areas con gravas dispersas
Ar _C	Areas con cantos dispersos
Ar _{GC}	Areas con gravas e cantos dispersos
GC, CG	Mestura de gravas e cantos
G _C	Gravas con cantos dispersos
C _B	Cantos con bloques dispersos
C _h	Costra de ferro
* _{cem}	Nivel cementado

Táboa 1: Código de facies empregado na descrición dos depósitos costeiros.

3.2.1.1. Muxía

Entre a poboación de Muxía e o cabo Touriñán, na marxe sur da ría de Camariñas, a costa caracterízase polo seu perfil sinuoso, con cantís de fortes pendentes, cortados perpendicularmente por pequenas enseadas que, polo xeral, coinciden co tramo final de vales fluviais de escaso percorrido claramente condicionados pola extensa rede de fracturas que seguen direccións noroeste/sueste



e nordeste/suroeste. Nalgúns lugares, ábreanse vales estreitos, de ladeiras abruptas e un perfil con forte inclinación, caso de Arnela ou Porto Escuro; noutros, aparecen vales lixeiramente máis abertos, de fondo plano con escasa pendente, que se introducen cara ao interior, flanqueados por ladeiras abruptas, caso de Moreira. Tamén existen amplas valgadas que se abren cara ao litoral, como sucede en Cuño, cando non simples furnas abertas, antigas paleoformas incrustadas no cantil.

Esta variabilidade de formas, a súa altitude, o deseño dos segmentos das ladeiras e a súa lonxitude ou orientación explican, en grande medida, a diversidade dos depósitos que tapizan de xeito practicamente continuo o sector, aínda que con diferenzas notables. Os afloramentos adoitan acadar os 8-10 m de potencia.

Porto Escuro

Litoloxicamente dominan as rochas graníticas que se atopan intensamente diaclasadas. Nos cortes máis representativos, localizados en entrantes estreitos, ao pé dos cantís, vese de muro a teito a seguinte sucesión de facies:

B_{mLAO}: 200 cm. Cor escura. Bloques de granito de ata 150 cm no seu eixe maior, embutidos nunha matriz limo-areosa, rica en materia orgánica.

A_G, **A_e** e **G_e**: 300 cm. Cor agrisada. Alternancia irregular de bandas de areas con gravas mal clasificadas; areas estratificadas ou gravas estratificadas.

B_{mLAro}: 180 cm. Cor escura. Bloques de gran tamaño, incluso superiores aos 150 cm, embutidos nunha matriz limo-areosa, rica en materia orgánica.

Coroando os perfís adoitan aparecer cantos e bloques angulosos ou redondeados, neste caso froito do derrubamento das formas de exhumación granítica.

Arnela

Trátase dun val estreito, situado máis ao sur, preto do anterior, aberto entre a punta de Cachelma e a punta da Buitra. Litoloxicamente dominan os granitos e granodioritas con pequenas intrusións de rochas metamórficas, fortemente diaclasadas.

En Arnela (Pérez Alberti *et al.*, 1999; Costa Casais, 2001) existen diferentes afloramentos. A súa potencia visible cambia dun lugar a outro; máis uniforme, arredor dos 10-11 m, na súa parte central, e máis variable nos laterais, con maiores grosos no sector setentrional que no meridional, o que é claramente indicativo da importancia do factor local na súa deposición. As formas existentes no momento da deposición, neste caso a parte inferior dun val perpendicular ao mar, por unha parte, e as diferentes calas abertas nas beiras da enseada, por outra, condicionaron a acumulación diferencial, que se observa entre os bordos e a parte central. Por outra parte, a orientación introduciu unha maior variabilidade. Así, a existencia dunha ladeira cóncava orientada cara ao suroeste no sector setentrional de Arnela propiciou a xénese de depósitos diferenciados respecto ao sector meridional e central. Mentres que nos laterais dominan facies máis groseiras e acumulacións máis caóticas, no sector central a secuencia é máis nítida, con facies mellor definidas sedimentoloxicamente.

Sector central



Figura 1. Vista do sector central do depósito de Arnela.

O_{mALAr}: 90 cm. Cor negra. Horizonte mineral rico en materia orgánica, formado por areas, limos e arxilas. Aparecen algúns fragmentos de rocha alterada que se fan máis visibles na base. Unha datación radiocarbónica proporcionou unha idade de 37.550 ± 690 BP.

GC: 10 cm. Gravas e cantos de granito, micaxistos, migmatitas e cuarzos, con bordos reto-cados, que erosionan o nivel orgánico. Non se pode ver todo o nivel, xa que está soterrado pola area da praia actual. Vense algún carbóns.

O_{LAAr} e **O_{Ar}**: 60 cm. Cor negra. Horizonte mineral rico en materia orgánica, formado por areas, limos e arxilas. Abundan os fragmentos de rocha alterada.

GC: 10 cm. Liña de gravas e cantos de granito e cuarzo que cortan o nivel. Atópanse carbóns dispersos.

O_{ALArG}: 160 cm. Cor negra. Horizonte mineral rico en materia orgánica, formado por areas, limos e arxilas. Hai algunhas gravas alteradas de fragmentos de rocha. Presenza de carbóns. As datacións proporcionaron as seguintes idades: 35.620 ± 1.150 ; 34.700 ± 450 ; 34.530 ± 470 ; 34.380 ± 670 BP. Na parte superior do nivel: 31.740 ± 360 e 31.050 ± 340 BP.

B_{CG}: 160 cm. Cor ocre. Bloques embutidos nunha matriz de cantos e gravas de granito, sienita, micaxistos e cuarzo, con bordos retocados. Obsérvase unha grao-clasificación negativa. Os de maior tamaño localízanse na base do nivel e os de menor cara á superficie. Entre ambas achegas hai acumulacións de material fino rico en materia orgánica.

L_o: 210 cm. Cor marrón-anegrazada. Limos ricos en materia orgánica. Intercálanse niveis de lentellóns formados por material fino (areas, limos, arxilas) mesturados con gravas.

BC: 100 cm Cor ocre. Bloques e cantos de granito e cuarzo subredondeados.

O_{LAr}: 90 cm. Cor marrón-anegrazada. Nivel rico en materia orgánica, composto por material fino, principalmente areas e limos.



BGC: 130 cm. Cor ocre. Bloques, cantos e gravas de granito, cuarzo e algunha cuarcita, con formas subredondeadas e angulosas. Existe unha grao-clasificación negativa, dominando cara á superficie os materiais de menor tamaño. A parte superficial está ocupada por material fino rico en materia orgánica.

No sector meridional aparecen facies moi semellantes ás descritas no sector setentrional. Non obstante, hai un elemento de grande valor na reconstrución paleoambiental: a presenza dunha praia fósil de cantos soterrada na base.

Sector setentrional



Figura 2. Afloramento no sector setentrional de Arnela.

De muro a teito encadéanse as seguintes facies:

CGAr_{cem}: 40 cm. Cor amarela-alaranxada. Cantos, gravas e areas cementadas que se conservan nas fendas do cantil.

BCG_{mo}: 300 cm. Cor do material fino, negra. Bloques, cantos e gravas angulosos envoltos nunha matriz fina rica en materia orgánica, que se dispoñen sen ningún tipo de orde, e presentan trazos de encostramento.

O_{mFG}, G: 200 cm. Cor marrón clara. Material fino máis inorgánico que o inferior, no que se mesturan algunhas gravas con formas angulosas e pegadas de alteración.

BCG_o: 200 cm. Cor castaña clara con matices encarnados. Bloques, cantos e gravas con formas angulosas, dispostos seguindo a vertente, e intercalados con material fino inorgánico. Abundan os bloques de gran tamaño.

LAr, O_{mLAr}: 110 cm. Cor castaña clara. Formado por material limo-areoso, no que se intercalan niveis de materia orgánica con outros máis inorgánicos.

CB: 150 cm. Material groso, formado principalmente por cantos e bloques de sienita, granito orientado, micaxistos e migmatitas, con formas angulosas, que seguen unha grao-

clasificación negativa desde a base ao teito do depósito. Este nivel corta o subxacente e debuxa unha gran bolsada.

Na parte máis meridional deste sector, obsérvanse acumulacións de cantos e bloques que conteñen no seu interior pequenos anacos de ritmitas que, evidentemente, foron remobilizadas por fluxos de derrubamentos.

Moreira



Figura 3. Vista xeral do depósito e Moreira.

O depósito de Moreira (Macías García, I. *et al.* 2006) está situado na ladeira oriental dun pequeno val rectilíneo que segue unha liña de fractura que se prolonga en dirección norte-sur. Tipograficamente o val é asimétrico, cunha maior pendente no flanco oriental que no occidental. Litoloxicamente dominan os granitos migmatíticos, hercínicos, profundamente fracturados.

Tipograficamente a ladeira oriental debuxa un perfil sinuoso, convexo na parte superior, cóncavo no sector medio e lixeiramente convexo de novo no inferior, na fronte do afloramento sedimentario duns 9 m de potencia vista composto por capas alternantes. Na actualidade o depósito actúa como un acantilado activo.

De muro a teito diferéncianse as seguintes facies:

BCG_o : 200 cm. Cor ocre. Nivel composto por bloques, cantos e gravas embutidos nunha matriz areosa. Puntualmente aparecen grandes bloques de granito de ata dous metros no seu eixe maior. Malia ofrecer unha estrutura amorfa, masiva, nalgúns lugares atópanse areas (Ar_e) e gravas (G_e) estratificadas, con leitos lixeiramente ondulados, con signos de teren sido afectadas por movementos posdeposicionais.

O_{LAAr} e **O_{Ar}**: 200 cm. Cor negra. Trátase dun nivel rico en materia orgánica que se acuña cara ás beiras e que no seu sector central supera os dous metros de potencia. No seu



interior aparecen de novo algúns bloques de granito de máis de dous metros no seu eixe maior. Dominan as areas e, en menor medida, as gravas. A datación radiocarbónica proporcionou unha data de 18.980 ± 110 BP.

BCG_o: 200 cm. Cor ocre. É semellante ao primeiro nivel inferior. Está composto por cantos e bloques embutidos nunha matriz areosa. Trátase dun nivel descontinuo que aparece cortado polos cantos e bloques dun nivel superior.

B_{mArC}, **B_{mO}**: 500 cm. Cor pardo-anegrazada. Potente acumulación heterométrica composta por bloques embutidos nunha matriz de areas, cantos e bloques en medio da que aparecen sectores ricos en materia orgánica negra. Lateralmente pásase a acumulaciós de cantos, gravas e areas (CG), cunha estrutura matriz soportada masiva.

3.2.1.2. Caamaño (Porto do Son)

O depósito de Caamaño (Costa Casais *et al.* 1994; Costa Casais, 1995; Trenhaile, A. *et al.*; Blanco Chao *et al.*, 2003) está situado no extremo sur da ría de Muros-Noia. Litoloxicamente dominan os xistos e paragneis, intercalándose intrusións de rochas básicas. Bordeando a área afloran granitos de doas micas de grao medio a groso.

Sector central



Figura 4. Sector central do depósito e Caamaño.

Presenta unha potencia vista de 8 m. De muro a teito obsérvase a seguinte sucesión de facies:

CAr_{cem}: 30 cm. Cor ocre-encarnada. Cantos redondeados e aplanados mesturados con areas que, localmente, aparecen cementadas por ferro. Praia fósil.

O_{ALAr}: 50 cm. Cor negra. Horizonte mineral rico en materia orgánica embutida nunha matriz de areas, limos e arxilas. Vense algúns cantos redondeados de cuarzo. A datación radiocarbónica por ^{14}C foi de 36.050 (+1.430, -1.210) BP, na súa base.

CB: 25 cm. Cor marrón escura. Cantos e bloques, heterométricos e angulosos, sen orientación determinada, embutidos nunha matriz fina.

H_o: 195 cm. Cor ocre apardazada. Nivel mineral rico en materia orgánica, formado por areas, limos e arxilas, no que se mesturan algunhas gravas alteradas, situadas en paralelo á pendente. Existen carbóns. Téñense realizado datacións de muro a teito que proporcionaron 32.340 (+2.400, -1.800) na base, 30.120 (+670, -620), 29.400 (+2.200, -1.700), 28.750 (+1.100, -900) e 20.160 (\pm 270) BP.

CG: 100 cm. Cor ocre. Cantos e gravas heterométricos, que presentan certa orientación paralela, con predominio do granito e paragneis, xunto a algunhas de cuarzo, con formas angulosas. A meirande parte do material está fresco ou pouco alterado.

ALAr_g: 215 cm. Cor marrón escura. Horizonte mineral, formado por areas, limos e arxilas, con intercalacións de niveis, a modo de lentellóns, de gravas, con formas subredondeadas e redondeadas. Aparecen apincarados de cor amarela pálida e laranxa. Hai presenza de carbóns. A datación na base deste nivel deu unha idade de 14.465 ± 200 BP.

Solo: 195 cm. Cor negra. Horizonte rico en materia orgánica, formado por areas, limos e arxilas. A datacións radiocarbónicas proporcionaron as datas de 3.180 ± 50 , 2.720 ± 140 e 530 ± 80 BP a uns 90 cm de profundidade.

Sector setentrional



Figura 5. Sector setentrional de Caamaño.

Presenta unha potencia duns 8 m. De muro a teito pódense diferenciar as seguintes facies:

C: 50 cm. Cor ocre. Cantos redondeados e aplanados de paraneis e granitos, principalmente.

B: 100 cm. Bloques heterométricos angulosos de paragneis e granitos que presentan orientacións preferentemente paralelas á pendente.



CG: 50 cm. Cor marrón clara. Cantos e gravas angulosos embutidos nunha matriz areosa fina.

GC: 100 cm. Cor ocre. Gravas e cantos de paraneis, granito e algúns cuarzos heterométricos e con formas angulosas que aumentan de tamaño cara á superficie.

GC_{es}: 150 cm. Cor ocre encarnada. Gravas e algún canto, principalmente de paraneis con estratificación paralela á pendente. Derrubamentos estratificados.

G: 200 Cm. Cor marrón clara. Formado por areas nas que se intercalan gravas angulosas de paraneis, granito e cuarcita.

Solo: 100 cm. Cor negra.

O medio sedimentario

Os depósitos analizados conteñen facies indicativas de procesos diferenciados. As facies nas que dominan as areas están relacionadas cun transporte por augas de baixa enerxía, agás as estratificadas, que requiren un fluxo de auga hipercrítico, brusco. Como teñen comprobado os autores en medios fríos activos, este tipo de sedimentación está en relación coas fases de fusión da neve que provoca movementos diferenciados de tipo solifluidal e de escorredura. En función da pendente, de que a fusión sexa lenta ou rápida e, por suposto, da cantidade de neve fundida, poden aparecer facies masivas ou estratificadas. As arxilas están relacionadas coas partes distais dos fluxos de sedimentos. Cando aparecen estratificadas, indican a existencia de áreas de decantación, de pequenas pozas nas que se van acumulando.

A presenza de gravas supón un aumento da enerxía, debida a unha maior cantidade de auga de fusión ou a auga de chuvia que esvara polas ladeiras transportando os materiais, cando non son os restos do lavado dos finos que foron mobilizados ladeira abaixo.

As facies con cantos están indicando unha maior enerxía, cando aparecen sen unha estrutura clara, ou un desprazamento sobre solos xeados. No primeiro caso, estarían asociados á auga. Pola configuración dos depósitos, intúese a existencia de augas de chuvia ou fusión de neve, dado que non aparecen asociados a cuncas de tipo aluvial e menos fluvial. Cando aparecen cantos con estratificación paralela á pendente, están indicando movementos moito máis lentos asociados a procesos de xeo/desxeo, ao erguemento dos cantos pola formación de lentellóns de xeo e a súa caída no desxeo. En ocasións os materiais pódense desprazar sobre do solo xeado ou sobre da neve sen presenza de auga líquida, xa que nese caso habería unha tendencia á sedimentación na parte baixa da ladeira polo propio efecto da gravidade. En cambio, o que se ve nalgúns depósitos é unha cobertura continua desde a parte alta á baixa da ladeira.

Condicións moi semellantes, con presenza de neve e xeo, son as que se requiren para a posta en marcha dos bloques aradores. Aparecen co seu eixe maior en paralelo á pendente; non é infrecuente que arrastren diante materiais máis finos e aparecen dispersos en medio de facies compostas por outros de menor tamaño. Trátase dun movemento solifluidal con solos enchoupados en auga ou xelifluidal, con parte xeada e parte desxeada, pero sempre coa presenza de xeo/desxeo.

A existencia de facies en que se mesturan cantos, bloques e mesmo areas masivas, con algúns cantos imbricados, son indicativas de fluxos de derrubamentos (*debris flow*) relacionados con acumulacións de material groso e neve que, ao fundirse, se comportan como unha masa viscosa que descende a grande velocidade pola ladeira. Teñen, xa que logo, un maior desenvolvemento naque-

les lugares en que se combina unha achega importante de material ao pé das paredes e, ao tempo, unha grande acumulación de neve.

3.2.1.3. Ao sur de cabo Silleiro

Ao sur do cabo Silleiro o perfil da costa é rectilíneo, aínda que, puntualmente, se abren entrantes relacionados con liñas de fracturación dominantes, que seguen a dirección leste-oeste. Litoloxicamente dominan os granitos e granodioritas con pequenas intrusións de rochas metamórficas. Os depósitos son moi frecuentes, sobre todo en Mougás, Sanxián ou Oia.

Sanxián

O depósito de Sanxián cobre de forma continua o litoral desde Pena Agoeira ata Portocelo. Foi estudado por Cano *et al.* (1997) e Costa Casais (2001). As maiores potencias atópanse nos pequenos entrantes da cala de Portocelo, da desembocadura do regato de Soutiño e na desembocadura do río Cova. Os afloramentos varían entre os 6-8 m e os 10-12 m.

Sector central da enseada



Figura 6. Sector central da enseada e Sanxián.

Potencia variable entre 8 e 10 m. De muro a teito pódense diferenciar as seguintes facies:

O_{LAAre} 100 cm. Cor negra. Nivel rico en materia orgánica, formado por limos e arxilas e, en menor medida, areas. Obsérvase unha estratificación planar, con capas horizontais cortadas por paleocanles de material groso que se intercalan entre o material fino. Trátase de cantos e bloques de granito (CB) principalmente, con formas redondeadas e subredondeadas, embutidos nunha matriz inorgánica de cor marrón-encarnada. Presentan trazos de alteración e presenza de precipitación de Fe.



LAAr_e 100 cm. Cor gris. Formado por material inorgánico, composto principalmente por limos e arxilas e en menor medida areas, mesturadas con algunha grava de cuarzo angulosa. O material fino presenta unha estratificación planar.

BCG_{mLA} 200 cm. A matriz ten unha cor marrón clara. Grandes bloques, cantos e gravas de granito e pegmatita, con formas facetadas e subangulosas. Mestúranse materiais frescos con outros que teñen trazos claros de alteración. Aparecen embutidos nunha matriz fina, sen ningún tipo de orde nin orientación. Nalgúns puntos aparecen liñas de gravas redondeadas e subredondeadas con imbricacións.

ArLA_{mo} 50 cm. Cor marrón clara. Material formado por areas, limos e arxilas, con variacións na achega de materia orgánica, reflectido na variación de cores, que van desde o marrón claro, inorgánico no sur, ata o castaño escuro máis orgánico no norte.

CG_{mLA} 50 cm. Cor marrón clara. Formado por cantos e gravas de granito, embutidos nunha matriz limo-areosa. O material groso presenta formas subredondeadas ou angulosas e están dispostas en capas horizontais. Indicios de imbricacións.

O_{mLAAr} 50 cm. Cor marrón. Nivel rico en materia orgánica. A parte superior é máis inorgánica que a inferior. Está composto por areas, limos e arxilas.

CG 50 cm. Liñas de cantos e gravas de granito que se dispoñen cunha certa orientación.

O_{mLA} 50 cm. Cor marrón escura. Material fino rico en materia orgánica, composto por areas, limos e arxilas no que se intercalan liñas de gravas de granito e cuarzo con formas angulosas (GC).

BC 200 cm. Parte superior do depósito composto por bloques e cantos de granito, principalmente, con formas subredondeadas e redondeadas. Están orientados, presentan imbricacións e trazos de presión. Domina a achega de grosos; cara á superficie aumenta a achega de finos, ricos en materia orgánica, que se mesturan cos cantos.

Sector setentrional da enseada

Ten unha potencia vista de 6 m, que decrece cara ao sur. De muro a teito pódense diferenciar os seguintes niveis:

O_{mLA} 100 cm. Cor negra, con matices de cor gris e encarnada. Formado por limos e arxilas, nas que se mesturan niveis de gravas de cuarzo e granito con formas angulosas, que nalgúns puntos adquiren maior potencia. Este nivel orgánico decrece cara ao sur e tende a desaparecer, xa que é erosionado polo nivel superior. Aparecen niveis de arxila e concrecións de ferro. Hai abundancia de carbóns, tamaño grava.

BCG_{OAr} 200 cm. Bloques, cantos e gravas de granito con formas redondeadas, subredondeadas e facetados, embutidos nunha matriz areosa, rica en materia orgánica. Mestúrase material groso fresco con outros con trazos claros de alteración. A achega de finos intensifícase cara á superficie. Hai trazos de presión, imbricacións e movementos rotacionais do material groso. Nalgúns puntos do depósito, este material aparece formando paleocanles, que erosionan totalmente o nivel orgánico inferior.

ArLA 50 cm. Cor encarnada-agrisada. Material fino composto por areas, limos e arxilas no que se intercalan niveis de gravas angulosas (G), que parecen estar trituradas, non teñen matriz fina. Existen liñas de ferro que tinguen de cor encarnada todo o nivel.

CG_e 100 cm. Nivel rico en material grosso, principalmente en cantos e gravas de granito con formas subredondeadas e en menor medida angulosas. Dispóñense de xeito planar e presentan unha cor encarnada por mor da patina de óxido dos cantos. Obsérvase unha grao-clasificación positiva de muro a teito, imbricacións e presión entre os cantos. Cara ao teito a estratificación desaparece.

O_{CG} 100. Cor negra. Formado por material fino rico en materia orgánica no que se intercalan cantos e gravas de granito. As primeiras están facetadas e dispóñense sen ningunha orde no depósito, mentres que as gravas se ordenan no perfil.

Sector Sanxián-Portocelo

Atópase situado no contacto entre o nivel chan costeiro e a ladeira de enlace coa serra da Grova. Presenta unha potencia variable entre 2 e 3 m. De muro a teito podemos diferenciar as seguintes facies:

CG_{mLAr} 50 cm. Cor marrón clara. Cantos e gravas de granito e cuarzo angulosos, subredondeados e facetados, nos que algúns teñen claros trazos de alteración. Trátase de cantos e bloques embutidos nunha matriz limo-areosa. Cara ao teito aumenta o seu volume e as formas facetadas. Cara ao norte, este nivel aparece representado por paleocanles labrados sobre o substrato rochoso, que nalgúns puntos amosa trazos de alteración.

CB_{mo} 50 cm. Cor marrón escura. Cantos e bloques de granito principalmente e en menor medida de cuarzo subredondeados e angulosos mesturados cunha matriz fina rica en materia orgánica, que se dispoñen sen ningún tipo de orientación.

BCG_{mo} 100 cm. Cor negra. Bloques, cantos e gravas de granito e en menor medida de cuarzo facetados e subredondeados que se embuten nunha matriz fina rica en materia orgánica. Existe unha grao-clasificación negativa cara á superficie. Na parte superior dominan as areas, arxilas e limos.

As datacións obtidas por Cano *et al.* (1997) no sector de Sanxián-Portocelo dan unha idade de 28.000 ± 230 BP para o afloramento Sanxián-I (Norte) e 38.830 ± 2.200 BP para Sanxián-IV (Sur).

O medio sedimentario

Os depósitos deste sector presentan marcadas diferenzas respecto aos existentes na área de Muxía e Porto do Son. En Sanxián son máis frecuentes as facies relacionadas con transporte de auga cunha maior enerxía. En ocasións aparecen depósitos claramente aluviais relacionados a abanos que descendían desde os somotes da serra da Grova, situada cara ao interior. Neste caso é a existencia de neveiros e mesmo de nichos de xeo os que marcarían os procesos de sedimentación.

En función da existencia destes nichos, a modo de cuncas de recepción, ou de ladeiras con segmentos variados, poñeríanse en marcha procesos nivais, fluvionivais ou mesmo fluvio-glaciares que



motivarían as facies cunha laminación clara e, especialmente, os cortes e recheos das paleocanles (*cut and fill*). A existencia de *debris flow* está relacionada, como no caso da costa norte, cunha gran acumulación de material groseiro e neve ao pé das paredes e cunha fusión rápida que daría orixe a correntes hipercríticas de auga capaces de mobilizar bloques de gran tamaño.

3.2.2. Algunhas conclusións

A análise comparativa dos diferentes depósitos estudados amosan varios feitos. En primeiro lugar, que desde hai uns 40.000 anos alomenos, as condicións frías dominaban nas costas de Galicia, no contexto do descenso eustático global do nivel do mar. Iso sábese polo feito de que os depósitos sedimentarios que se acumularon no litoral, tanto inorgánicos como orgánicos, están nalgúns lugares por debaixo do nivel das mareas actuais. En segundo lugar, as diferentes facies indican unhas condicións nas que dominaría a neve e o xeo. Este feito explicaría, por unha banda, a erosión da capa de alteración e dos solos preexistentes e, por outra, en momentos de maior fusión rápida, a posta en marcha de fluxos de derrubamentos e, en certos lugares, de abanos aluviais (*aluvial fan*). A presenza de xeo plasmaríase tanto en lóbulos solifluidais como en bloques aradores que se producirían durante a fase de desconxelación, así como en derrubamentos estratificados.

Un feito salientable é a existencia na base dalgúns depósitos, de niveis de praias de cantos ben redondeados, o que leva a pensar que a evolución xeral dos depósitos se enmarca no período que se estende desde o Eemiense ata o Holoceno. As datacións radiocarbónicas dos depósitos do sur de Galicia, en Sanxián (Cano, *et al.*, 1997) e Oia (Costa Casais *et al.*, 2002); de Caamaño (Costa Casais, 1995); Arnela (Pérez Alberti *et al.*, 1999) ou de Moreira (Macías García *et al.*, 2006) permiten establecer, alomenos, tres grandes etapas de formación de solo. Un primeiro estaría arredor dos 38.000-32.000 BP (Arnela 37.550 ± 690 BP, Sanxián IV: 38.830 ± 2.200 BP, Oia Sur: 32.980 ± 530 BP; Caamaño $36.050 + 1.430 - 1.210$ BP e $32.340 + 2.400 - 1.800$ BP); outro entre o 30.000 e o 28.000 BP (Sanxián I: 28.000 ± 230 BP; Caamaño: $30.120 + 670 - 620$ BP) e un terceiro entre o 20.000 e o 18.000 (Caamaño: 20.160 ± 270 BP, Moreira: 18.980 ± 110 BP).

Todo o anterior suscita a cuestión de cales foron as causas da coexistencia de facies indicativas de etapas de edafoxénese, de formación de solo, xunto a outras indicativas dunha reactivación morfoxenética. A resposta hai que poñela en relación cos denominados como Episodios Heinrich descritos hai vinte anos por H. Heinrich (1988) quen poñía o acento na importancia das descargas de xeo no Atlántico e a súa incidencia no arrefriamento brusco do clima da Terra. En 1992, G. Bond, o propio Heinrich e outros investigadores puliron a teoría individualizando seis episodios denominados a partir daquela co citado nome (Bond, G. *et al.*, 1992), pulsacións frías despois de períodos relativamente máis quentes ou interestadiais. A análise sedimentolóxica detallada dalgúns depósitos na costa galega, caso de Caamaño ou Oia, sen publicar na súa totalidade, reforzada polas datacións, amosa as evidencias claras de tres deles, o H3, H2 e H1 (Costa Casais *et al.* 2007-08), e máis difusas do H4 (figura 7)

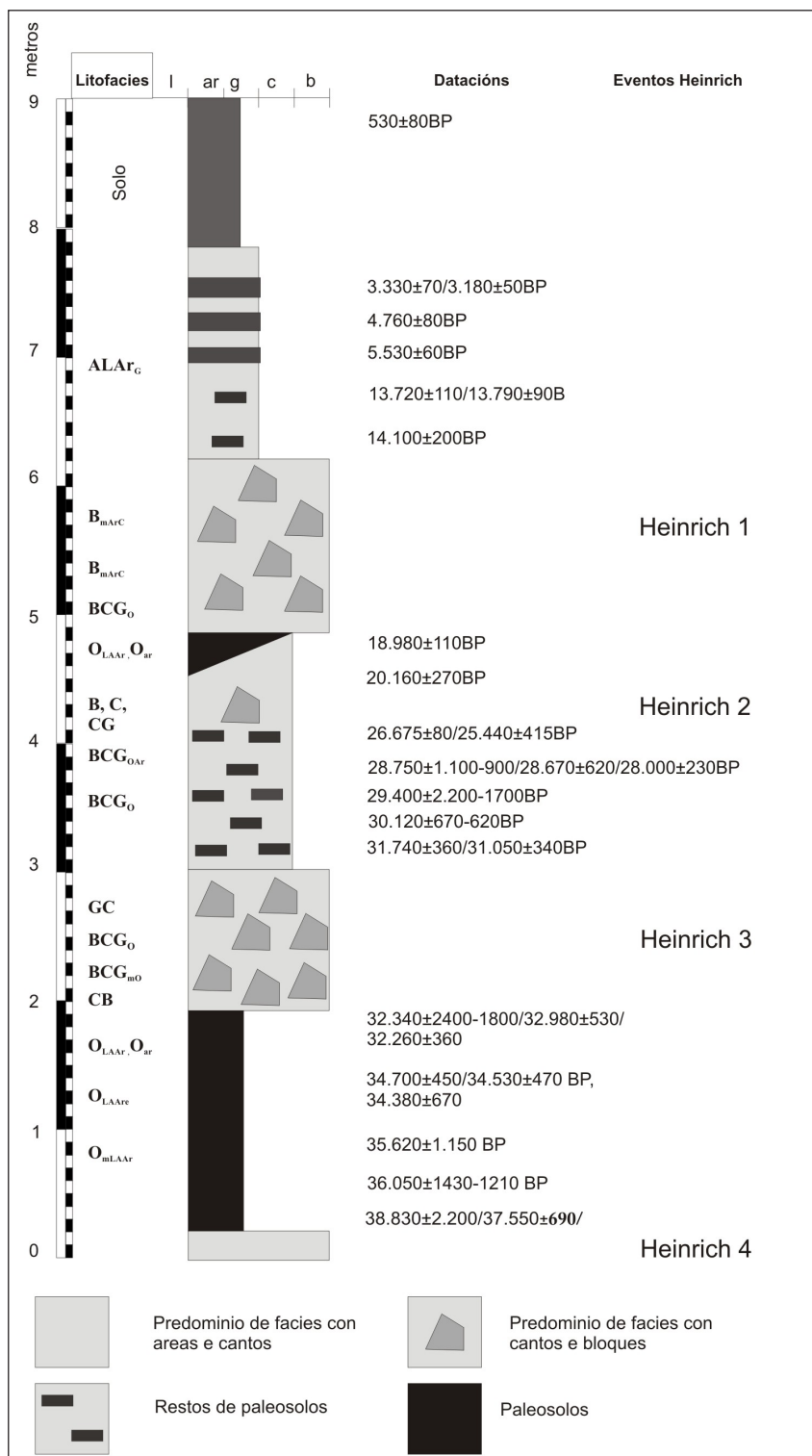


Figura 7. Secuencia deposicional ideal das costas atlánticas de Galicia a partir dos depósitos estudados polo GIXA coa situación aproximada das distintas datacións e os Eventos Heinrich.

Comezando polo máis vello, desenvolto hai uns 40.000, obsérvase un feito salientable: todos os depósitos orgánicos atopados están datados con posterioridade, arredor do 38.000 BP, o que supón que con anterioridade as condicións erosivas propiciaron a mobilidade das abas e unha acumulación que, posiblemente, estea baixo os depósitos de praia actuais ou foron erosionados, aínda que se conservan restos nalgúns lugares, caso da base de Arnela. Este feito leva a pensar na existencia na costa galega dunhas condicións frías, con alta niveisidade, que favorecerían a dinámica morfoxe-nética derivada do H4. Isto vese reforzado pola presenza de derrubamentos estratificados no interior de Galicia datados en máis de 40.000 anos (sen publicar).

Un segundo feito salientable é a inexistencia de restos orgánicos datados arredor do 31.000 e, pola contra, en numerosos lugares atópanse acumulacións sedimentarias compostas por areas, cantos, gravas e incluso bloques, enmarcados arredor do 31.000 BP, o que leva a relacionar a súa deposición co H3.

As datacións entre os 30.000 e os 28.000 anos BP, así como aquelas situadas entre os 20.000 e os 18.000 anos BP enmarcan o episodio H2, situado arredor do 26.000 BP. Na costa galega estaría sinalado pola abundancia de acumulacións de areas, gravas, cantos e bloques e pola presenza de bloques aradores que, por vía de exemplo, é un feito indicativo de movementos solifluidais vencellados a ambientes fríos.

Por riba dos depósitos datados arredor do 18.000 BP, son moi abundantes as acumulacións de material heterométrico que nalgúns casos, como os niveis superiores de Arnela ou especialmente Moreira, indican unha intensa dinámica morfoxe-nética, materializada por medio de coladas solifluidais, fluxo de derrubamentos, materiais de desprazamento, etc. Trataríase de procesos asociados o episodio H1.

3.3. Os procesos de erosión durante o Holoceno: o comezo da fase de exhumación

Os procesos de orixe fría, froito dunha fase glaciaria, non só xeraron un manto case continuo de sedimentos ao longo de todo o litoral, senón que fosilizaron as antigas formas existentes. Trátase, como se acaba de comentar, de depósitos crionivais ou periglaciares nos cales a neve e o xeo favorecerían a mobilidade das vertentes. Con posterioridade, entraríase nunha fase definida como paraperiglaciaria (Blanco Chao *et al.*, 2007), seguindo o concepto paraglaciaria introducido por Ryder (1971) para describir o comportamento das cuncas fluviais afectadas por procesos glaciares. Forbes e Syvitski (1994) aplicaron o termo para aquelas costas en que as formas ou os sedimentos glacióxénicos tiñan unha influencia recoñecible na actualidade. De acordo con esta definición, a principal característica dos sistemas costeiros paraglaciares é a existencia dunha gran dispoñibilidade de sedimento proveniente dos depósitos glaciares, que son desgastados pola erosión mariña durante a transgresión holocena. Nas costas galegas trataríase de depósitos periglaciares, polo que a dinámica paraperiglaciaria se basearía na presenza dunha grande dispoñibilidade de sedimentos, de orixe periglaciaria e nival, que son erosionados e mobilizados durante a transgresión holocena.

Nas costas de Galicia, o Holoceno supuxo así o establecemento dunha dinámica erosiva que se prolonga ata a actualidade, dado que aínda quedan moitos lugares da costa cubertos por un espeso manto de sedimentos de orixe fría (Blanco Chao *et al.* 2002, 2003, 2007; Pérez Alberti *et al.*, 2002). O retroceso da costa prodúcese en varias fases determinadas fundamentalmente por dous factores: 1) as variacións do nivel do mar e 2) o volume e natureza dos sedimentos que se incorporan ao sistema litoral, aspecto este último que varía espacial e temporalmente. Estas fases representan etapas de diferente velocidade de retroceso, aínda que non se producen de xeito homoxéneo, dada a variedade de facies e potencias que presentan os depósitos continentais existentes.

Respecto ao primeiro punto, hai que dicir que case todas as referencias en distintas partes do globo confirman unha transgresión relativamente rápida ata o momento en que o nivel do mar acadou o seu máximo Holoceno. A investigación levada a cabo na península Ibérica establece un nivel alto do mar entre o 6.000 e o 5.000 BP: arredor do 5.800 na costa cantábrica (Altuna *et al.*, 1990; Mary, 1992) e entre o 6.800-5.000 BP na costa portuguesa (Araujo, 1991). Outros autores apuntan só a unha redución na velocidade de subida do nivel do mar arredor do 5.000 BP (Rey Salgado, 1993) e hai suxestións doutro episodio transgresivo entre o 4.350 e o 3.970 BP (Santos e Vidal, 1993). Existen tamén numerosas referencias a un segundo nivel alto do mar Holoceno entre o 2.000 e o 1.500 BP, equivalente á transgresión Durkenquiense do norte de Europa (Mary, 1983, 1992; Vilas *et al.*, 1991; Granja *et al.*, 1996; Martínez Cortizas *et al.*, 1996; Devoy *et al.*, 1996) que afectou a asentamentos romanos e da Idade do Bronce (Martínez Cortizas e Costa Casais, 1997), así como unha segunda pulsación positiva do mar arredor do 1.000 BP (Granja, 1989; Martínez Cortizas e Costa Casais, 1997). Os traballos máis recentes suxiren unha ralentización da velocidade de ascenso ata 3.500 anos BP (Bao *et al.*, 2007; Dias *et al.*, 2000; Freitas *et al.*, 2002; 2003), e recentemente tense probado que o nivel do mar non acadou a súa posición actual antes desta data e que posiblemente o fixo con posterioridade (Costas-Otero, 2008).

A transgresión posglaciar afectou na meirande parte das costas galegas aos depósitos continentais que fosilizaron as costas do Eemiense. Dado que, como xa se dixo anteriormente, a súa extensión, potencia e facies varían dependendo da súa localización e xénese, o retroceso produciuse en varias fases controladas por variacións no nivel do mar, así como polo volume e natureza dos sedimentos que se incorporan ao sistema litoral (figura 8). Todos os datos apuntan a que:

1. A transgresión se iniciaría arredor do 15.000 o 14.000 BP (Dias Alveirinho *et al.*, 2000; Rey Salgado, 1993). Este feito provocaría o inicio da erosión costeira, aínda que existen evidencias que indican a continuación da sedimentación continental durante esta primeira etapa transgresiva. Así, en Mougás, Costa Casais *et al.* (1996) obtiveron datacións radiocarbónicas de 14.1000 ± 200 BP e 13.720 ± 110 BP a 172-226 cm e 130-172 cm do remate do depósito respectivamente, evidenciando que neste momento a fronte de deposición se atoparía bastante lonxe da cota de marea alta actual.
2. Un ascenso rápido do nivel do mar ata o 6.000/5.000 BP suporía unha fase inicial do retroceso rápido dos depósitos e a conseguinte incorporación de grandes volumes de sedimento ao sistema costeiro. Estudos realizados nas lagoas costeiras confirman que as condicións dos litorais galegos se estableceron arredor dos 6.000-5.000 BP (Bao *et al.* 2007).
3. Hai que engadir, non obstante, que desde os 6.000-5.500 BP, e especialmente desde o 4.500 BP, existe unha erosión das ladeiras vencellada coa actividade antrópica, o que no medio costeiro se traduciu na formación de potentes facies aluviais e liñas de pedras (Costa Casais *et al.*, 1994, 1996; Martínez Cortizas *et al.*, 1996, Martínez Cortizas e Costa Casais, 1997), proporcionando material sedimentario, especialmente nas desembocaduras fluviais.
4. Entre o 5.000 e o 3.000 BP o ascenso do nivel do mar desacelerouse, o que supuxo un período de redistribución do sedimento incorporado á costa durante as fases anteriores. Este é o momento en que se iniciou o desenvolvemento dos principais complexos sedimentarios da costa galega, como as lagoas ou os complexos dunares (Bao *et al.*, 2007, Costa Casais *et al.*, 1996; Devoy *et al.* 1996; Martínez Cortizas *et al.*, 1996; Saa e Díaz Fierros, 1980; Vilas *et al.*, 1991). Non obstante, nesta fase a sedimentación continental estaba aínda activa, como amosan as datas ^{14}C de 4.760 ± 80 e 3.330 ± 70 BP obtidas por Cano *et al.* (1997) en Porto Canela ou as de 3.404 ± 82 BP obtidas polos autores en Caamaño.



5. Arredor dos 2.850-2.200 BP habería condicións menos enerxéticas (González-Álvarez *et al.*, 2004; Martins, *et al.* 2006) nas costas de Galicia. As datas ^{14}C obtidas en Caamaño de 2.270 ± 140 BP a 160 cm e 530 ± 80 a 100 cm baixo o remate superior do depósito (Trenhaile *et al.*, 1999) proban que a superficie sobre a que se acumularon estes materiais tiña o seu extremo distal moi afastado da súa posición actual, considerando a suave pendente que presentan.
6. Investigacións recentes nos sedimentos das rías atlánticas (González-Alvarez *et al.*, 2004) amosan un aumento dos temporais, arredor dos 1420 AD durante a Pequena Idade de Xeo, o que ben seguro deu lugar a un aumento da erosión costeira.

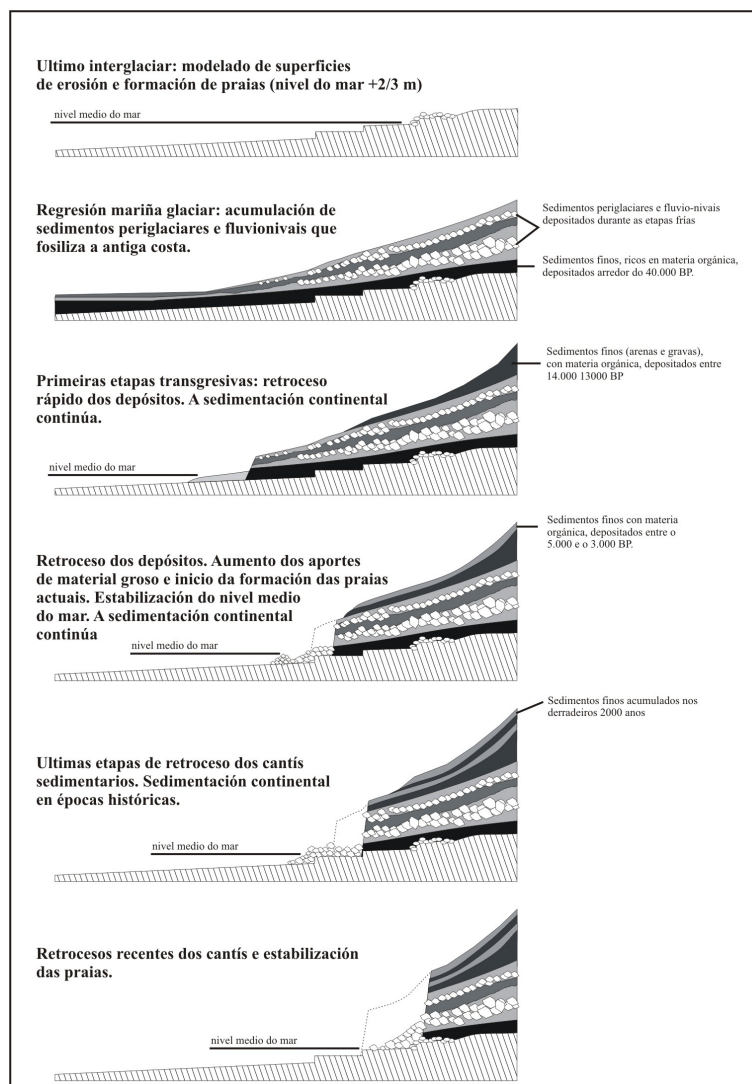


Figura 8, Grandes trazos da evolución das costas rochosas de Galicia. Modificado de Blanco-Chao *et al.* (2007). Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 83:136-151.

3.4. Os procesos de erosión actuais e subactuais

A dinámica actual de grande parte da costa galega enmárcase, pois, na derradeira fase da etapa paraperiglaciaria, caracterizada polo descenso da dispoñibilidade de sedimento, o que determina o carácter que adopta o balance erosión/acumulación. A meirande parte dos antigos depósitos atópanse na actualidade en posicións en que só son afectados pola ondada de temporal durante as mareas altas, situación que en moitos casos se ten acadado en tempos históricos, como amosa a datación por ^{14}C de 530 ± 80 BP obtida a 100 cm do remate do depósito de Caamaño (ría de Muros) (Costa Casais, 1995; Trenhaile *et al.*, 1999), é dicir, a uns 6 metros por riba do nivel de marea alta, o que implica unha exhumación da plataforma rochosa subxacente sumamente recente.

Non obstante, os estudos realizados ata estes momentos amosan con claridade os contrastes na dinámica xeomorfolóxica das costas e, consecuentemente, na resposta ante a erosión. As variables xa citadas, caso da diversidade litolóxica e morfolóxica, a estrutura dos materiais, o seu grao de alteración ou os restos de coberteira sedimentaria, xunto coa desigual enerxía da ondada, marcan os distintos procesos. Naqueles sectores de rochas graníticas, con cantís baixos, é frecuente o retroceso da costa marcado polo lavado da capa de alteración, mentres que nos sectores en que dominan cantís de maior altitude, son os desprendementos os procesos principais. Isto mesmo acontece nos cantís altos dos sectores nos que dominan rochas básicas intensamente meteorizadas. Os desprazamentos rotacionais, postos en marcha por mor da socavación mariña xunto ás sobrecargas hidrostáticas xeradas en episodios de alta intensidade de chuva, especialmente durante o outono e inverno, son outra das características da dinámica dos sectores rochosos do noroeste peninsular.

Naqueles sectores de rochas metamórficas intensamente fracturadas, a ondada aproveita as liñas de debilidade, xerándose cantís verticais, por mor da maior velocidade de retroceso, estando a evolución marcada por desprendementos, procesos de socavación, apertura de furnas, colapsos e xénese de arcos e *stacks*.

Co o obxectivo de coñecer o grao de mobilidade das costas rochosas na actualidade, ou máis concretamente dos cantís, levouse a cabo un estudo exhaustivo a partir de fotografías oblicuas feitas entre novembro de 2001 e xaneiro de 2002. A partir del indicáronse de xeito profuso todos os movementos en masa visibles co fin de levar a cabo un estudo comparativo cara atrás empregando as fotografías aéreas de 1983 e 1956 e cara adiante utilizando as existentes do ano 2003 e dun percorrido sistemático por toda a costa. Dado o volume de traballo que supón o proxecto, no momento actual só se dispón dos datos de toda a costa para o período 2001-2002 e parciais da actualidade.

O estudo permitiu diferenciar os distintos movementos en masa dentro dos cantís, destacando os desprendementos, colapsos e desprazamentos rotacionais.

3.4.1. Desprendementos

Trátase de caídas de materiais ao longo do cantil (figura 9). Dentro deles hai que diferenciar entre aqueles que afectan a toda a fachada do cantil e os que lle afectan a un segmento concreto. Neste caso pódense, á súa vez, individualizar entre os que se produciron na parte superior e aqueles que tiveron lugar na base do cantil. Os desprendementos orixináronse en rochas profundamente fracturadas e alteradas e en depósitos recentes. No primeiro caso tense comprobado que son máis abundantes nos altos cantís. Os mellores exemplos aparecen flanqueando a costa entre Estaca de Bares e Ortigueira, aínda que tamén existen noutros lugares, como é o caso da fachada marítima da costa de Valdoviño, Narón e Ferrol.





Figura 9. Desprendemento na praia de Ponzos (Ferrol, A Coruña).

3.4.2. Colapsos

Os colapsos prodúcense cando existe unha socavación basal. Téñense diferenciado entre aqueles que producidos en rochas dos que afectan só á cobertura sedimentaria.

Poden orixinar formas diferentes, sendo os máis espectaculares os denominados *ollos*. Están localizados na costa de Ribadeo, Arteixo, Malpica e A Laracha (figura 10).



Figura 10. Olo na costa de Arteixo (A Coruña).

3.4.3. Desprazamentos rotacionais

Trátase de movementos circulares, en culler, que provocan o desprazamento global do cantil. Téñense visto en rochas moi alteradas, especialmente nas básicas do complexo de cabo Ortegal, no contorno de Cariño (figura 11).



Figura 11. No centro, desprazamento rotacional antigo; á dereita, erosión basal. Cariño (A Coruña).

Sumando os diferentes tipos de desprendementos, compróbase que están presentes en todo o litoral galego. Cando se discrimina entre os antigos, anteriores ao ano 2002, dado que no estado da investigación non se pode afinar máis, compróbase que son máis frecuentes no sector que se prolonga entre o cabo Ortegal e Malpica (figura 12). Tamén son moi abundosos entre Malpica e o cabo Fisterra, nas Rías Baixas e, aínda que se trate dun sector moi cativo, entre San Cibrao e o cabo Ortegal. Tamén son numerosos os desprendementos na fachada cantábrica entre San Cibrao e o río Eo e moito menos numerosos os que aparecen entre cabo Silleiro e o Miño. As evidencias de inestabilidade son, polo tanto, identificables en todos os sectores da costa galega.

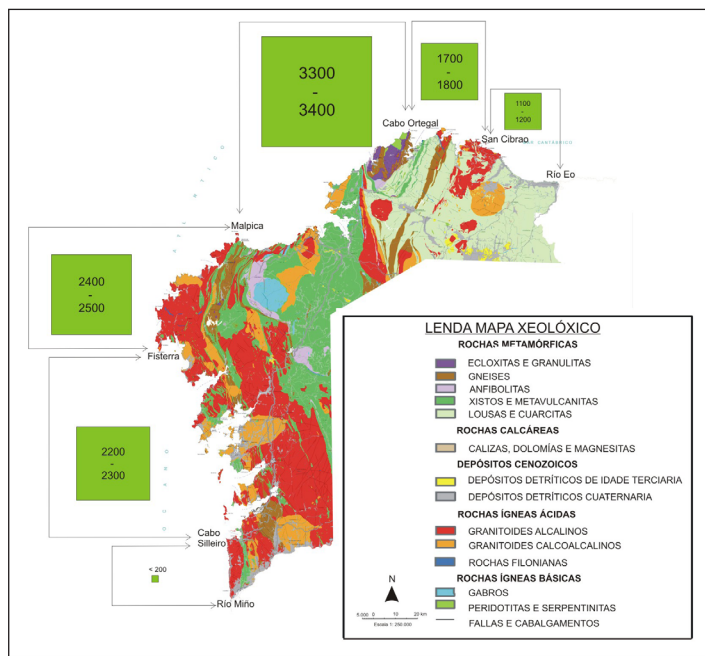


Figura 12. Distribución dos movementos en masa anteriores a 2002 en relación coa litoloxía.



Cando centramos a nosa análise nos desprendementos máis recentes, vemos que o tramo cabo Ortegal-Malpica é o que presenta un maior número de cicatrices, sendo tamén numerosas nos tramos Ortegal-San Cibrao e desde aquí ata o Eo. O número é menor nas Rías Baixas e entre Fisterra e Malpica, sendo o tramo cabo Silleiro-río Miño o que ofrece un menor número de evidencias (figura 13).

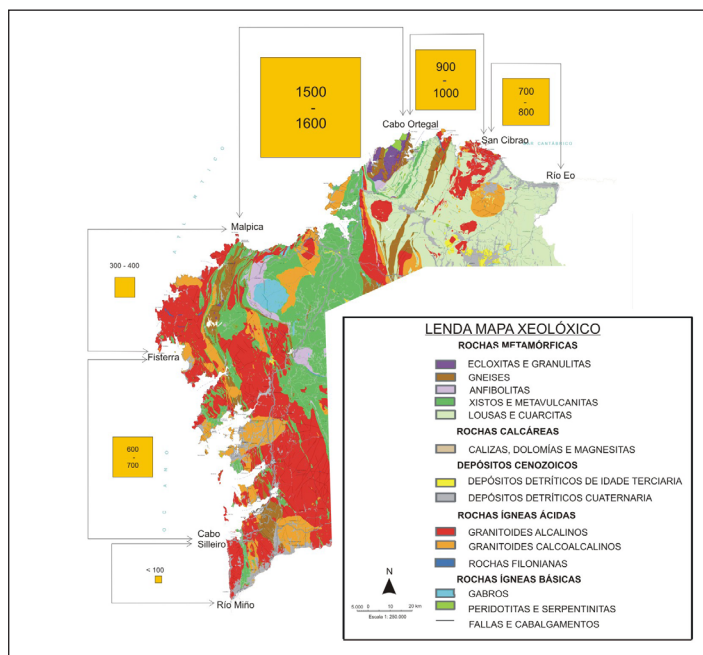


Figura 13. Movementos en masa frescos en 2002 en relación coa litoloxía.

Cando ampliamos a escala e imos analizando as diferentes xeoformas, podemos comprobar como son os altos acantilados modelados sobre rochas graníticas profundamente alteradas e diaclasadas os que ofrecen una maior mobilidade. É o caso do contorno de Estaca de Bares ou os montes da Lagoa, entre Narón e Ferrol, así como cantís da Capelada modelados sobre rochas básicas. Unha mención especial merecen aquelas áreas nas que existe una ampla cobertura sedimentaria. Nelas, malia ser certo que non se atopan grandes movementos en masa, si que se pode comprobar a presenza dun lavado continuo.

Así pois, comprobouse que é perfectamente visible e cuantificable a mobilidade do litoral. Non obstante, é necesario levar a cabo unha comparación entre o perfil da costa nun momento dado, neste caso entre finais de 2001 e inicios de 2002, e a actualidade. Para iso seleccionáronse unha serie de lugares en que se comprobara a presenza de movementos naqueles anos: a praia de Arealonga, en Foz; o contorno sur do porto de Cariño; o do cabo de Estaca de Bares; a praia de Picón (Ortigueira); os montes da Lagoa e a praia de Ponzos, en Ferrol; Santo Adrián e a Punta dos Muíños, en Malpica; os ollos de Arteixo, A Laracha e San Miro, en Malpica, así como os cantís modelados sobre os depósitos estudados de Caamaño, Moreira e Oia.

Nalgúns casos non se notan marcadas diferenzas, máis alá do habitual retoque da base de calquera desprendemento polo mar. É o caso dos desprendementos de Estaca de Bares, O Picón, Ponzos ou a punta dos Muíños. Noutros comprobouse que o sector segue a modificarse continuamente, como acontecía na praia de Arealonga en Foz. E hai que falar en pasado porque na actualidade estase

levando a cabo unha “cementación” dos cantís por parte da Dirección Xeral de Costas que, aínda que poderá frear o seu retroceso, levou por diante uns dos mellores arquivos paleoambientais da costa cantábrica. Tamén a actividade recente é visible no contorno do porto de Cariño, onde, a pesar de que os vellos desprazamentos aparecen vexetados, se observan outros novos.

Se seguimos a ampliar a escala e centramos a análise nas fronte dos depósitos que se levan estudando desde vai anos, caso de Caamaño, Arnela, Moreira, Oia, etc., pódese comprobar que se están a producir retoques constantes e, incluso, cada ano que pasa aparecen ao descuberto xeofomas antigas. É o caso da fuma do sector setentrional de Caamaño. O lavado tamén é visible na área de Santo Adrián en Malpica (figura 14), onde se pode ver un retroceso entre o 2002 e a actualidade de toda a fronte, así como a exhumación progresiva de antigas furnas abertas, a modo de corredores, que foran fosilizadas pola sedimentación nas fases frías comentadas. Por contra, os ollos abertos nos teitos das furnas modeladas sobre de sedimentos de Arteixo, A Laracha ou San Miro apenas foron retocadas nos últimos seis anos.

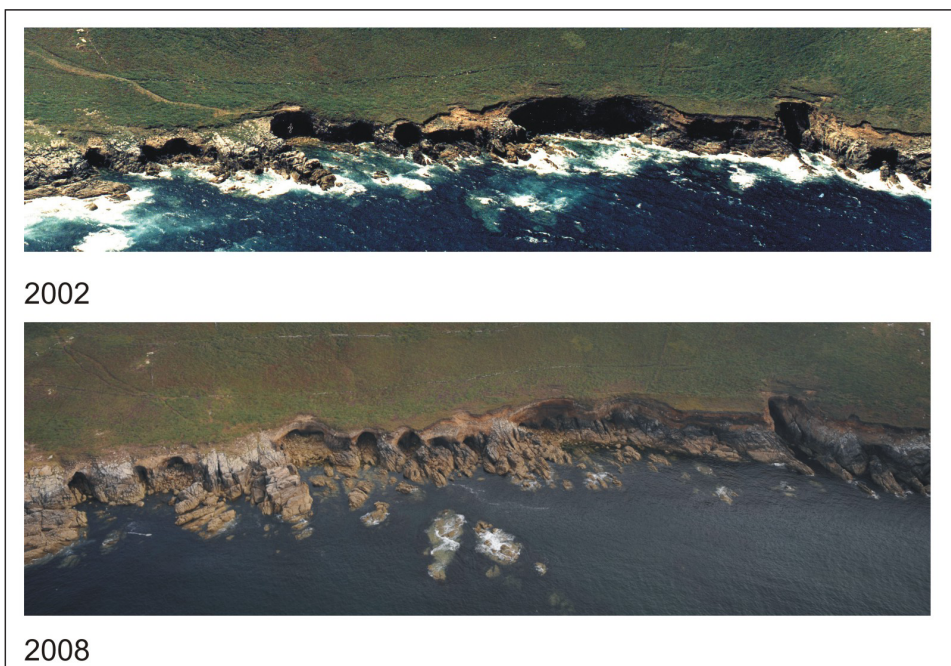


Figura 14. Modificacións da liña de costa en Santo Adrián (Malpica) entre 2002 e 2008.

4. CONCLUSIÓN

As investigación xeomorfolóxicas levadas a cabo na costa de Galicia amosan:

1. A presenza dun balance fosilización/exhumación das formas que supón que a unha fase de predominio dos procesos de erosión que funcionou durante o último interglaciar lle seguiu outra na que a sedimentación foi a dominante, motivando a fosilización das antigas formas.
2. A partir da transgresión posglaciar, hai uns 15.000 anos, as costas entraron nunha fase clara de erosión, nunha fase paraperiglaciar moi condicionada pola natureza dos depósitos que se acumularon durante as fases frías do Plistoceno recente, alomenos desde hai uns 40.000 anos,



ata hai uns 11.000, aínda que a sedimentación continental continuou tamén no Holoceno e ata datas moi recentes, tal como amosan as datacións radiocarbónicas.

3. A erosión costeira acelerouse desde hai uns 6.000 anos, aínda que non foi nin uniforme nin continua, pero estivo presente nas costas de Galicia.
4. O estudo da dinámica actual amosa que:
 - a. Os procesos de erosión están activos en todas as costas, aínda que son máis evidentes nas áreas dominadas polos altos cantís e alí onde a fracturación e alteración das rocha é máis intensa. Nas áreas sedimentarias é máis difícil discriminar entre canto da erosión é inducida pola acción directa do mar e canto polas actuacións antrópicas.
 - b. Non todos os movementos en masa presentes na costa son debidos a actividade do mar. Moitos deles están en íntima relación con outros episodios de precipitación, como os ocorridos en Galicia durante o inverno de 2000-2001.
 - c. A erosión costeira é unha constante e os cambios son visibles incluso en curtos períodos de tempo.
 - d. As costas galegas están aínda nunha fase paraperiglaciaria e o mar non foi quen de baleirar os depósitos acumulados nas fases frías do Plistoceno recente nin, por suposto, cubrir as antigas formas modeladas durante o interglaciario Eemiense, que polo xeral se atopaban uns 2 m por riba do nivel actual, tal como amosan os vellos niveis de praia fósiles.
5. Todo o anterior é indicativo de que a costa galega está en retroceso e que toda planificación do litoral debe telo presente.
6. Para coñecer as taxas anuais de retroceso, é necesario continuar cun plan de investigación máis profundo.

AGRADECEMENTOS

Os autores queren agradecer a axuda facilitada pola Consellería de Medio Ambiente, a partir de marzo do ano 2008, para realizar este traballo, que sería imposible levalo a cabo sen os proxectos desenvolto polo GIXA da USC durante os últimos anos, caso dos PGDIT03PXIB1003PR, PGDIT06PXIB239226PR e PGDIT05PXIC21001PN da Xunta de Galicia

BIBLIOGRAFÍA

- Altuna J., Cearreta A., Edeso J. M., Elorza M., Isturiz M. J., Mariezkurrena K., Mujika J. A. y Ugarte F. (1990). El yacimiento de Erice-Barra (Zarautz, País Vasco) y su relación con las transgresiones marinas holocenas. En: *El Cuaternario de España y Portugal*. Actas de la II reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid, pp. 923-942.
- Araújo A. (1991). *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região de Porto*. Tese de doutoramento, 534 p. Universidade de Porto.
- Bao R., Alonso A., Delgado C. and Pages J. L. (2007). Identification of the main driving mechanisms in the evolution of small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **247**, 296-312.

- Blanco Chao R., Costa Casais M., Martínez Cortizas A., Pérez Alberti A. and Vázquez Paz M. (2002). Holocene evolution in Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. *Quaternary International*, **93-94**, 149-159.
- Blanco Chao R., Pérez Alberti A., Trenhaile A., Costa Casais M. and Valcárcel Díaz M. (2007). Shore platform abrasión in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, **83**, 136-151.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet Ch., Tedesco K., Klas M., Bonani G. and Ivy S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**, 245-249.
- Cano J., Fumanal M-P., Ferrer C., Usera J., Blázquez A. M. y Olmo, J. (1997). Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior. En: *Cuaternario Ibérico*, J. Rodríguez Vidal (ed.), AEQUA. Huelva, PP. 33-46.
- Carter R. W. G. (1988). *Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press. Londres.
- Carter R. W. G. and Woodroffe C. D. (1994). Coastal evolution: an introduction. In: *Late Quaternary shoreline morphodynamics*, R. W. G. Carter and Woodroffe C. D. (eds.), Coastal evolution. Cambridge University Press.
- Costa Casais M. (1995). *Formas e procesos costeiros nun sector da costa occidental galega (Fisterra-Corrubedo)*. Memoria de licenciatura. Universidade de Santiago. Inédita.
- Costa Casais M. (2001). *Análise sedimentaria e reconstrucción da costa Atlántica de Galicia*. Tese de doutoramento, Universidade de Santiago. Inédita.
- Costa Casais M., Martínez Cortizas A. y Pérez Alberti A. (1994). Caracterización de un depósito costero de la Ría de Muros-Noia (A Coruña, Galicia). En: *Geomorfología en España*. III Reunión de Geomorfología. Sociedad Española de Geomorfología, J. Arnáez Vadillo, J. M. García Ruiz y A. Gómez Villar (eds.), Universidade da Rioxa. Logroño.
- Costa Casais M., Martínez Cortizas A. y Pérez Alberti, A. (1994). Caracterización de un depósito costero de la Ría de Muros-Noia (La Coruña, Galicia). En: *Geomorfología en España*. Tomo II, J. Arnáez Vadillo, J. M. García Ruiz y A. Gómez Villar (eds.), S.E.G. Logroño.
- Costa Casais M., Martínez Cortizas A. e Pérez Alberti A. (1996). Tipo de depósitos costeiros antigos entre o Cabo de Fisterra e o Cabo de Corrubedo. En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds.), Xunta de Galicia. Santiago.
- Costa Casais M., Pérez Alberti A. y Blanco Chao R. (2002). Depósitos coluviales de origen nival en la costa sur de Pontevedra (Galicia): facies y procesos deposicionales. En: *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología. Patrimonio, Montaña y dinámica territorial*, E. Serrano, A. García de Celis, J. C. Guerra, C. Morales, y M.T. Ortega (eds.), Departamento de Xeografía da Universidade de Valladolid. SEG. Valladolid. pp. 539-546.
- Costa Casais M., Blanco Chao R., Martínez Cortizas A. y Pérez Alberti A. (2007-2008). Los Episodios Heinrich en la costa de Galicia (NW de la Península Ibérica). Un análisis a través de los sedimentos continentales. *Territoris*, **7**, 39-53.
- Costas Otero S. (2008). *Origen y evolución del conjunto playa-duna-lagoon de Cíes (Parque Nacional Marítimo-Terrestre de las Islas Atlánticas de Galicia)*. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.



- Cowell P. J. and Thom B. G. (1994). Morphodynamics of coastal evolution. In: *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*, R. W. G. Carter and C. D. Woodroffe (eds.), Cambridge University Press.
- Devoy R. J. N., Delaney C., Carter R. W. G. and Jennings S. C. (1996). Coastal stratigraphies as indicators of environmental changes upon european atlantic coast in the late Holocene. *Journal of Coastal Research*, 12, 3.
- Dias Alveirinho J. M., Boski T., Rodrigues A. and Magalhaes F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the last glacial maximum until present: a synthesis. *Marine Geology*, 170, 177-186.
- Forbes D. L. and Syvitski J. P. M. (1994). Paraglacial coasts. In: *Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics*, R. W. G. Carter and C. D. Woodroffe (eds.), Cambridge University Press.
- Freitas M. C., Andrade C. and Cruces A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, 93-94, 161-170.
- Freitas M. C., Andrade C., Rocha F., Tassinari C., Munhá J. M., Cruces, A., Vidinha J. and Da Silva C. M. (2003). Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13, 433-446.
- González-Alvarez R., Bernárdez P., Pena L. D., Francés G., Prego R., Diz P. and Vilas F. (2004). Paleoclimatic evolution of the Galician continental shelf (NW of Spain) during the last 3000 years: from a storm regime to presents conditions. *Journal of Marine Systems*, 54, 245-260.
- Granja H. M. L. P. (1989). *Aplicação da vibrosondagem (vibrocoring) nas formações holocénicas da zona costeira do no de Portugal*. Actas de la II Reunion del Cuaternario Ibérico.
- Granja E. M., Thomas A. M. and De Groot (1996). Sea-level rise and neotectonism in a holocene coastal environment at Cortegaça beach (NW Portugal): a case study. *Journal of Coastal Research*, 12, 1.
- Heinrich H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130.000 Years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Macías-García, I. Macías García F., Pérez Alberti A. y Macías Vázquez F. (2006). *Procesos geomorfológicos y caracterización de suelos y paleosuelos enterrados en depósitos de ladera de la costa de Galicia*. Poster presentado en la IX Reunión Nacional de Geomorfología. SEG/GIXA. Santiago de Compostela.
- Martínez Cortizas A., Costa Casais M. y Moares Domínguez C. (1996). Niveles dunares pleistocenos y holocenos en la costa de Galicia: hipótesis cronológica en base a su grado de edafización. En: *Dinámica y evolución de medios Cuaternarios*, A. Pérez Alberti, I. P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds.), Xunta de Galicia. Santiago.
- Martins V., Jouanneau J.M., Weber O and Rocha F. (2006). Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian epwelling system. *Marine Micropaleontology*, 59, 35-55.
- Mary G. (1983). *Evolución del margen costero de la cordillera cantábrica en Asturias desde el Mioceno*. Trabajos de Geología, 13. Universidad de Oviedo.
- Mary G. (1992). Interaccion entre la epirogénesis y el eustatismo en el escalonamiento de las áreas de abrasion marina neógenas y pleistocenas del segmento medio de la costa norte española. *Cuadernos de Seccion*, 20.
- Miall A.D. (1992). Alluvial deposits. In: *Facies Models: Response to sea-level change*, Walker and James (eds.), Geological Association of Canada, pp 119-142.

- Pérez Alberti A., Blanco Chao R. y Costa Casais M. (1997). La importancia de los balances de acumulación/erosión y fosilización/exhumación en la evolución geomorfológica de la costa de Galicia. En: *Dinámica Litoral-Interior*. Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles. Vol. I.
- Pérez Alberti A., Blanco Chao R. y Costa Casais M. (1998). Depósitos sedimentarios antiguos en la costa atlántica gallega: tipología, localización y área fuente. Un análisis comparativo. En: *Investigaciones Recientes de la Geomorfología Española*, A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (eds.).
- Pérez Alberti A., Costa Casais M. et Blanco Chao, R. (1998). L'importance des processus d'origine froide sur la cote atlantique de la Galice (Nord-ouest de la Peninsule Iberique. *Environnements periglaciaires*. Vol.5 Association Francaise du periglaciaire.
- Pérez Alberti A., Costa Casais M. and Martínez Cortizas, A. (1999). Nuevas aportaciones al conocimiento del cuaternario reciente en la costa atlántica de Galicia. *Geoarqueología i Quaternari litoral*. Memorial M.P. Fumanal. pp. 381-390.
- Pérez Alberti A., Costa Casais M. and Blanco Chao, R. (2002). *Stability of sedimentary cliffs in the coast of Galicia (NW Spain): long term inheritance influence in rocky coastal systems*. Littoral 2002 The changing coast Vol III. pp. 281-285. Eurocoast -Portugal. Porto.
- Rey Salgado J. (1993). Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario. *Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía*, 17. M.A.P.A. Madrid.
- Saa P. y Díaz Fierros F. (1980). Análisis polínico de tres lagunas litorales colmatadas de Galicia. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 10.
- Santos Fidalgo M. L. y Vidal Romaní J. R. (1993). El lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos. *Cadernos do laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **10**, 95-111.
- Sunamura T. (1992). *The geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Son.
- Trenhaile A. S. (1987). *The geomorphology of rock coasts*. Oxford University Press. Oxford.
- Trenhaile A. S. (1997). *Coastal dynamics and landforms*. Clarendon Press. Oxford.
- Trenhaile A. S. and Mercan D. W. (1984). Frost weathering and the saturation of coastal rocks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9.
- Trenhaile A. S., Pérez Alberti A., Costa Casais M., Martínez Cortizas A. and Blanco Chao R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, Northern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24.
- Vilas F., Sopeña A., Rey L., Ramos A., Nombela M. A. and Arche A. (1991). The Corrubedo beach-lagoon complex, Galicia, Spain: dynamics, sediments and recent evolution of a mesotidal coastal embayment. *Marine Geology*, 97.

