XEOMORFOLOXÍA LITORAL DE GALICIA

Antonio Martínez Graña
Instituto de Bacharelato

1. INTRODUCCIÓN

A costa galega está formada por numerosas e amplas entradas de mar, que lle dan unha morfoloxía típica de costa de rías. A morfoxénese deste modelado costeiro está influenciada pola tectónica (fracturas, pregamentos...), a litoloxía (meteorización e procesos de erosión diferencial) e factores glacioeustáticos do nivel do mar. A partir destes parámetros, a formación e evolución das diferentes unidades xeomorfolóxicas e sedimentarias que se xeran no litoral galego están condicionadas pola dinámica mariña predominante en cada zona. Todos estes fenómenos naturais condicionan a morfoloxía e desenvolvemento costeiro, dando lugar a formas litorais de abrasión fundamentalmente, e a formas de orixe acumulativa, como a instalación de praias e dunas en zonas definidas pola hidrodinámica mariña. Neste estudio analizaremos brevemente a historia xeolóxica e tipo de materiais que forman o litoral galego. Unha vez coñecida a constitución xeolóxica e o seu comportamento tectónico, definirémo-lo tipo de costa, as súas características e medios sedimentarios asociados.

2. XEOLOXÍA HISTÓRICA

A etapa compresiva que provoca a colisión de Gondwana con Laurasia dá lugar á oroxenia Hercínica. A colisión non é instantánea, senón que comeza por Europa Central no Devónico medio (360 m.a.) e finaliza no Pérmico (260 m.a.) en Marrocos. Orixínase un supercontinente denominado Panxea II. Estes sedimentos son deformados e metamorfizados durante a oroxenia Hercínica, introducindo magmas profundos en niveis máis superficiais, transformando estes materiais ata formar rochas metamórficas e plutónicas, dando lugar a rochas do tipo das cuarcitas, calizas, xistos, granitos... O substrato galego está formado por rochas cristalinas de tipo metamórfico, plutónico e filonianas que constitúen as raíces do cinto hercínico. Na colisión, algúns materiais da placa de Laurasia

cabalgan sobre Gondwana con movemento oblicuo, formando os complexos ultrabásicos de Galicia: complexo de Ordes, Cabo Ortegal...

Entre o Pérmico-Xurásico (160 m.a.) prodúcese unha nova etapa distensiva, dando lugar á fracturación tardihercínica. Neste intervalo de tempo prodúcese unha intensa erosión do xove oróxeno hercínico, os sedimentos do cal van parar ó océano (mar de Thetis), polo que non atoparemos materiais de idade mesozoica en Galicia. A finais do Xurásico prodúcese a etapa de *rifting*, que provoca a apertura do océano Atlántico, hai 135 millóns de anos. No Cretácico (80 m.a.) a placa Ibérica sepárase de Terranova e da placa Euroasiática, iniciándose a apertura do golfo de Biscaia. A comezos do Cenozoico (60 m.a.) iniciase unha etapa compresiva: a oroxenia alpina, ó colisiona-la placa Ibérica coa Euroasiática. Debido a esta colisión xorde unha fosa oceánica, a marxe galega cantábrica pasa a ser activa, e reactívanse as fracturas tardihercínicas, dando lugar ó relevo actual de Galicia, orixinando un rexogo de bloques na vertical, formando ringleiras de fosas e piares tectónicos que marcan as liñas mestras da xeomorfoloxía actual. Desde o Mioceno (15 m.a.) ata a actualidade, prodúcese o recheo de cuncas, encaixamentos da rede fluvial, modelado glaciar-periglaciar e o modelado costeiro con formación de rías e rasas.

3. A MARXE CONTINENTAL GALEGA

A marxe continental é a zona arredor do continente onde ten lugar a transición da litosfera continental á oceánica. A marxe continental galega é de tipo pasivo, é dicir, non existe subducción de codia oceánica. Denomínanse marxes inactivas ou de tipo atlántico. Presenta as zonas típicas de marxe continental pasiva ou estable: a plataforma continental, que é a prolongación somerxida do litoral galego, presenta unha profundidade menor de 200 metros con pendentes pequenas; o talude continental é a zona situada a continuación da plataforma con fortes pendentes; e a chaira abisal que é a zona de menor pendente. Nestas zonas pódense atopar relevos submarinos. É o caso das montañas de Vigo, Vasco de Gama e o banco de Galicia. Estas zonas son moi importantes para as comunidades de organismos, pois orixinan zonas de *upwelling*. No centro do Atlántico atópase a dorsal centro-oceánica, que é un relevo volcánico somerxido, alongado, que forma unha cadea continua, sismicamente activa. Aquí prodúcese a formación e expansión da codia oceánica.

O océano Atlántico que rodea o litoral de Galicia presenta un estadio evolutivo maduro; nun futuro descoñecido, formarase nunha das súas marxes unha fosa, que volvería pecha-lo océano. A este ciclo de apertura e

peche dun océano chámaselle ciclo de Wilson. Hai autores que afirman ter evidencias de que se está empezando a crear unha fosa no Atlántico oriental, que iniciaría a secuencia de peche deste océano.

A plataforma continental de Galicia vese afectada por efectos das transgresións (progradación do medio mariño sobre o continental) e regresións (retroceso da liña de costa) de orixe eustática, con alternancia de períodos de erosión subaérea e de sedimentación mariña. A causa de que se produzan estas elevacións e descensos do nivel mariño son os cambios climáticos de finais do Cenozoico (glaciacións-desxeo) e, en menor medida, a variación na velocidade de expansión oceánica (unha acreción rápida no eixe das dorsais orixina un curvamento e provoca a inundación dos bordos continentais). O glacis continental galego está "desnutrido" debido á súa situación xeográfica con respecto ás correntes oceánicas xerais. A marxe americana do Atlántico está máis exposta á acción das correntes profundas polo que recibe máis sedimentos cá marxe galega, dando lugar a sedimentos laminados (contornitas). En xeral, o Atlántico europeo presenta un talude con sedimentación condensada e de erosión (turbiditas). Na evolución xeomorfolóxica destas marxes, desenvólvense canóns submarinos e barreiras ou bancos marxinais na plataforma. Este é o caso do banco de Galicia ou o da montaña de Vigo, que se orixinan cando unha marxe estable sofre reactivación estructural, dando lugar á neoformación de plataformas marxinais (horst) e depresións (grabens).

A marxe occidental de Galicia é un exemplo de modelo evolutivo de marxe continental pasiva ou estable. Durante o Mesozoico sucedéronse diversas etapas de extensión da codia continental. Este estiramento da litosfera deu lugar ó adelgazamento da codia continental que se evidencia nas estructuras surperficiais extensivas (fallas normais, bloques basculados) e no emprazamento de rochas procedentes do manto (peridotitas) no eixe do rift continental, formándose o océano Atlántico.

A marxe galega cantábrica compórtase ata o final do Cretácico como unha marxe pasiva ou inactiva. Máis tarde, debido á converxencia e choque das placas Euroasiática e Ibérica, pasa a marxe activa. Na zona de colisión das dúas placas desenvólvese unha fosa marxinal como consecuencia da subducción cara ó sur da placa Europea baixo a Ibérica. Tamén se desenvolve un prisma de acreción tectónica, o que leva consigo que a marxe continental sufra un importante acurtamento de ata 150 km, durante o intervalo de tempo comprendido entre o Paleoceno

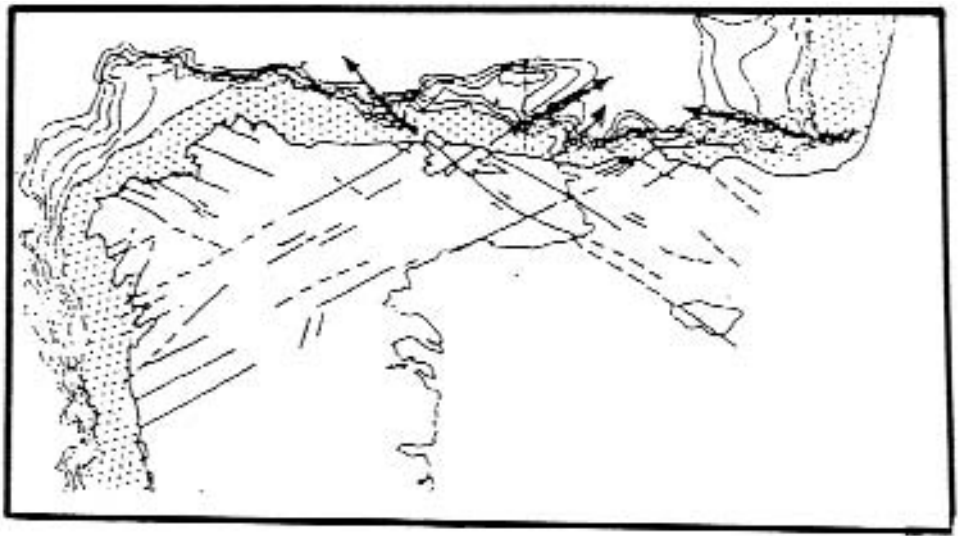
(60 m.a) e o Eoceno (40 m.a). Esta zona de sutura produce unha costa rectilínea moi definida en todo o Cantábrico, con grandes canóns submarinos asociados (Lastres, Avilés...) en contraposición á costa atlántica que presenta grande irregularidade. Destaca a diferente extensión da marxe continental galega no Atlántico e Cantábrico, sendo maior no Atlántico (ó non ter episodios de marxe activa recentes) ca no Cantábrico (acurtamento de codia oceánica por creación de fosa marxinal na marxe activa).

4. A COSTA

O litoral galego está sometido ó influxo de mareas en rangos que oscilan entre os 2 e 4 metros, clasificándose como unha área de tipo mesomareal. Cando o rango mareal é menor denomínanse micromareais, e se a amplitude das mareas dunha rexión supera os 4 metros dise que é unha zona mesomareal. Os ciclos das mareas son semidiúrnos, con dúas preamares e dúas baixamares, dunha duración de 6 horas cada unha delas. Ó longo de todo o ano, os ciclos de mareas presentan rangos diversos correspondendo os seus extremos ós ciclos de mareas vivas (sistema Sol-Terra-Lúa en liña) que afectan a megaestructuras (dunas, praias...), diminuíndo o poder erosivo e enerxético a medida que os ciclos de marea son de rango menor, ciclos de mareas mortas (sist. Sol-Terra-Lúa en cuadratura). Os parámetros que controlan o litoral galego e a abundancia e natureza dos sedimentos son o clima, a rocha nai, o relevo e a vexetación. Os detritos sólidos son erosionados por diversos axentes externos das áreas nais de maior relevo e móvense por pendentes de ladeira ou ben son transportados pola auga, o vento...

O medio físico galego está modelado polo mar, de tal xeito que plasma un accidentado perfil nas zonas que están directamente expostas á súa dinámica activa, mentres que no interior das rías, enseadas ou baías esta dinámica é menos marcada, ó seren zonas protexidas e pouco enerxéticas.

O litoral galego presenta zonas de litoloxías variadas, de tal xeito que nas áreas onde son máis resistentes (rochas ígneas: granitos, granodioritas e migmatitas) a acción erosiva do mar non pode desgasta-la costa orixinando os acantilados. Esta resistencia granítica dá lugar a paredes moi verticais. Cando o mar bate contra as rochas costeiras pouco resistentes prodúcese unha intensa erosión, formándose na súa base acumulación de anacos de rochas esmiuzadas, dando praias de cantos características no litoral galego. As rochas máis resistentes configuran os cabos e puntas: Silleiro, Home, Udra, Falcoeiro, Corrubedo, Vilán, Touriñán, Muxía, Laxe, San Hadrián, A Coruña, Prioriño, Prior, Ortegal... Tamén forman illas onde a ondada



Principais fracturas tardihercínicas dentro da porción galega correspondente ó macizo hespérico, que marcan as liñas mestras da xeomorfoloxía costeira actual. A orientación de moitas destas fracturas coincide coas actuais rías do litoral galego. A marxe punteada correspóndese coa plataforma continental que bordea Galicia. As frechas indican grandes canóns submarinos que atravesan o talude continental; están asociados a grandes fracturas que se poden estudiar na superficie emerxida. (Modificado de Matte, 1975)

ataca frecuentemente a súa dureza: Sálvora, Arousa, Ons, Cíes... As rochas menos resistentes erosiónanse dando enseadas, lagoas costeiras e mesmo a disposición dalgunhas rías. No norte, as rías de Cedeira e Ortigueira orixínanse por erosión de gneises, rochas básicas e ultrabásicas do complexo de cabo Ortegal. A ría de Viveiro formouse por debilidade das filitas na serie de Ollo de Sapo. As rías de Ribadeo e Foz orixínanse polos planos de fractura das lousas cámbricas (de hai 500 m.a.)

As rías de Betanzos, Ares e Ferrol, as enseadas das praias de San Xurxo e Santa Comba fórmanse pola serie de Ordes composta de rochas metamórficas. O complexo de Noia ou xistos da fosa blastomilonítica erosiónanse e forman as enseadas de Insua (ría de Laxe), Noia e do Engaño (ría de Muros), a de Rianxo (ría de Arousa). No sur, os xistos de Cabo Home-A Lanzada crearon zonas de debilidade, onde hoxe se localizan a enseada de Campelo (ría de Pontevedra) e de San Simón (ría de Vigo).

5. TECTÓNICA E GLACIOEUSTASIA

A evolución xeomorfolóxica da costa galega, desde o Cenozoico á actualidade, pódese coñecer mediante

a análise dos ambientes sedimentarios actuais e fósiles que atopamos en todo o litoral.

5.1. AS RÍAS

En Galicia hai unha distribución xeneralizada de morfoloxías de saíntes e entrantes costeiros: costa de rías, desde Ribadeo (Lugo) ata A Guarda (Pontevedra). A súa formación ten unha orixe claramente tectónica. As rías baixas ou atlánticas (Muros, Arousa, Pontevedra e Vigo), que corresponden ó bloque montañoso suroccidental, formáronse a partir da existencia de fracturas e corresponden a vales fluviais totalmente inundados, cunha influencia mareal completa, mentres que as rías altas (Foz, Ribadeo, Ortigueira, Ferrol, Ares e A Coruña), correspóndense co bloque montañoso setentrional, e as intermedias ou centrais (Corme, Laxe, Camariñas, Corcubión) correspóndense coa penichaira galega, presentan compoñente tectónico pero corresponden a vales anegados só na súa desembocadura, con influencia mareal menor.

A costa das rías foi descrita por primeira vez polo xeógrafo alemán Ferdinand von Richthofen, en 1886, denominando así as costas con amplos entrantes mariños; e a tectónica foi establecida desde 1940 por Parga Pondal e Torre Enciso. As rías son o resultado da interacción de dous procesos físicos: formación dun sistema de fracturas N-S e NE-SW debidas á tectónica distensiva no Mioceno, orixinando depresións ou corredores de fosas e unha grande incisión dos vales fluviais ó longo destes corredores durante o período regresivo Cuaternario. Durante a transgresión mariña holocena, estes vales foron anegados. No litoral de Galicia preséntanse dúas zonas diferentes: as frontes costeiras e cabos, onde dominan os procesos de ondada; e no interior das rías, onde dominan os procesos mareais. Desde o punto de vista hidrodinámico, os procesos de ondada son de alta enerxía, mentres que os mareais son de baixa enerxía. A evolución glacioeustática durante o Holoceno márcaa a transgresión posglacial flandriense. Na marxe galega cantábrica fórmanse acantilados de rochas plutónicas e metamórficas, dando lugar segundo a resistencia dos materiais a pequenos saíntes e entrantes. Nas zonas protexidas depositánse os materiais procedentes da deriva litoral, achegas fluviais, ou ben da plataforma. O litoral Atlántico presenta unha plataforma continental desenvolvida, que sitúa grandes masas de sedimento areoso na costa durante a transgresión, formando frechas litorais e complexos de illa-barreira. Ó descende-lo nivel do mar, estes depósitos progradaban cara ó continente. Testemuñas deste depósito son praias e campos dunares como A Lanzada, Corrubedo, Carnota, actualmente moi degradados pola erosión que

domina ó transporte litoral, e porque as áreas fontes quedaron somerxidas e arrasadas pola propia transgresión.

As zonas internas das rías, durante as fases regresivas mariñas pleistocenas, acugúlanse de abanos aluviais, as mareas retraballan todo este volume de materiais e dan lugar a zonas pouco profundas, ateigadas na súa cabeceira de ría: ría de Vigo (enseada de San Simón), zona interna da ría de Pontevedra (desembocadura do río Lérez), ría de Arousa (desembocadura do río Ulla) e ría de Muros (desembocadura do río Tambre). Aínda que as rías se orixinan pola inundación dos vales fluviais polo mar, existen estructuras como terrazas mariñas colgadas ou vales suspendidos que supoñen un levantamento epiroxénico continental.

5.2. AS RASAS

Esta costa rochosa galega presenta importantes particularidades debido á ondada. Por unha parte, trazos de acumulación, formando ramplas de rochas esféricas redondeadas (bolos), e por outra parte, trazos de tipo rasa. As ramplas constitúen depósitos antigos de períodos interglaciares, indicando que o mar estaba a varios metros sobre o nivel actual. Os depósitos de bolos danse en Vilanova de Aldán, Muxía, Corrubedo, Baldaio, Cabo Home, Silleiro, A Guarda...

Ó longo da costa galega obsérvase a existencia de rasas ou antigas plataformas de abrasión que a tectónica ou os movemetos epiroxénicos elevaron quedando por enriba do nivel do mar. Presentan estructuras e sedimentos que mostran unha orixe mariña. Estas rasas de abrasión mariña aparecen ó longo de toda a costa galega a diferentes alturas sobre o nivel do mar actual. As rasas galegas cantábricas (provincia de Lugo) aumentan a súa altura cara a Asturias (cen metros en cabo Peñas). En Arnao, dentro da ría do Eo, atópanse a trinta metros por riba do nivel do mar. Na costa atlántica galega, a quince metros na ría de Muros, e na Ría de Arousa, concretamente en Arnosa a tres metros. Estes depósitos a diferentes alturas ó longo da costa galega poden orixinarse por dous procesos: en primeiro lugar, como consecuencia da combinación da glacioeustasia cuaternaria co ascenso epiroxénico da costa galega desde o Terciario. Ou ben, como resultado do movemento de distintos tramos de costa por xogo de bloques diferenciais.

Desde A Guarda ata Baiona dominan fallas en dirección N-S que explican as diferentes cotas onde están as rasas que acompañan este desnivel. Na Galicia central, as fallas son NE-SO, é dicir, perpendiculares á costa dando bloques elevados (horst): Barbanza, O Morrazo, Argallo-Galiñeiro; e bloques somerxidos (grabens): rías de Pontevedra, Vigo, Muros e Arousa. As terrazas

mariñas atópanse polo tanto nos horst. O sector norte do litoral galego presenta un levantamento que vén indicado pola alta pendente que presentan os seus ríos á costa: Xallas, Tambre, Castro... A desembocadura do río Xallas é un exemplo moi claro deste episodio de fracturación en bloques dando horst e grabens. Este río desemboca directamente ó océano en forma de fervenza, cun salto de aproximadamente cincuenta metros, debido a que o bloque sobre o que se instala (macizo granodiorítico do Pindo) constitúe un piar tectónico ou horst.

6. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

A recortada costa de Galicia facilita o desenvolvemento de medios sedimentarios moi diferentes. Na zona interna das rías e nas frontes costeiras desenvólvense diferentes ambientes sedimentarios dependendo do seu emprazamento, grao de enerxía que domine na dita área e do tipo de sedimentación que lles chega, exercendo a actividade biolóxica unha acción importante nalgúns ambientes sedimentarios.

6.1. PRAIAS

Son acumulacións de area que se estenden ó longo da costa de mares e lagos, de frontes deltaicas e de illas, caracterizadas por unha desproporcionada relación entre o seu pequeno largo e a súa gran lonxitude. Son corpos areosos costeiros, formados pola acción das ondas. Xeomorfoloxicamente, son áreas areosas que proceden da erosión costeira mariña e de achegas continentais, sobre todo fluviais. Están definidas por un límite superior e inferior da acción das ondas e que acostuma vir definido por unha parte subaérea e outra subacuática. O límite superior é o nivel de inundación dos temporais non catastróficos, e o límite inferior correspóndese co límite inferior da acción das ondas. A morfoloxía dunha praia varía segundo as condicións enerxéticas definidas polas ondas, mareas, temporais e correntes de deriva. Fórmanse en ambientes meso– e micromareais, sendo zonas con pendentes costeiras baixas. A morfoloxía vai depender do tamaño ou granulometría dos sedimentos, a cantidade ou taxa de achega (a cal está controlada polos ríos), da deriva litoral e dos movementos eustáticos do nivel do mar (ascenso--descenso).

Estas áreas de depósitos areosos constitúen unha zona de transición entre o continente e o océano. Existen praias de cantos grosos, como no cabo de Corrubedo onde presentan unha gradación de tamaños. As praias son o resultado do equilibrio entre o océano, o continente e a atmosfera. Calquera variación nun destes parámetros influiría no dito equilibrio e podería producirse a desaparición da praia. Ó ser un sistema de equilibrio, toda praia presenta unhas zonas de achegas de

Rampla de bolos no Cabo Corrubedo. O tamaño e redondez dos cantos é considerable. A zonificación de liques que presentan estes "bolos", indícanno-las zonas ata as que chegou o nivel mariño en épocas de tempestade. Existe unha selección de gran no tamaño dos bolos segundo o maior ou menor retraballamento da ondada e a natureza da rocha nai de onde proceden. Son depósitos mariños antigos, que nos indican a situación anterior da liña de costa no último episodio interglaciar

sedimentos e zonas de perdas de sedimentos. Á achega de sedimentos contribúen os ríos, ó transportaren areas no seo das súas augas e ó desembocaren no mar (xa sexa no interior das rías ou nas frontes costeiras), prodúcese unha desaceleración da corrente do río ó chocar coa masa de auga estática do océano e todos estes materiais sedimentan. Posteriormente distribúense e acumúlanse noutras zonas polas mareas. A composición destas areas vén marcada polos terreos polos que fluíu o río. Outras achegas de sedimentos son as que proceden da erosión dos materiais máis resistentes da costa rochosa do litoral galego.

Tamén contribúen á acumulación de area os sedimentos antigos da plataforma, o vento que trae partículas, materiais indíxenas (procedentes doutras zonas orixinariamente) e as partículas que proceden dos fragmentos das partes duras da cuncha dos organismos vivos. Nos fondos mariños próximos á liña de costa viven gran cantidade de organismos

que presentan cuncha (bivalvos, gasterópodos...) e organismos que segregan partes duras (ourizos, algas calcarias...). Ó morreren estes organismos, os seus esqueletos vense sometidos á ondada, fractúranse e entran a formar parte do material dunha praia. A composición vai ser de carbonato cálcico, que sintetizan os organismos a partir da auga mariña. O contido de restos orgánicos nas praias de zonas externas das rías acostuma ter máis natureza calcaria cás do interior, como ocorre na marxe sur da ría de Vigo: praia Cesantes (enseada San Simón), praia Area Longa (Teis), Samil, América (Panxón), con aumento progresivo da porcentaxe calcaria da primeira á última.

As praias poden situarse acaroadas á terra firme e en continuidade física con ela ou separadas, dando lugar, neste segundo caso, ás illas barreira, quedando entre elas e a terra firme unha lagoa ou lagoon. Para que non desaparezan precisan dunha achega continua de sedimentos que proceden dos ríos ou do traslado de materiais ó longo da costa por deriva litoral. Unha interrupción natural ou artificial desta chegada de sedimentos produciría unha erosión das praias e un retroceso do litoral.

No mar aberto, as partículas que transporta a auga nas ondas presentan unha traxectoria circular ata profundidades menores á metade da súa lonxitude de onda (distancia horizontal entre dúas cristas ou vales de ondas consecutivas). Cando a profundidade diminúe e o fondo está a unha distancia menor cá lonxitude de onda da ondada, orixina na superficie unha deformación da onda na vertical, levantándoa; pero a masa de auga tamén choca en profundidade co fondo polo que lle confire máis velocidade ó seu compoñente máis superficial. Ámbolos dous procesos acaban provocando o esborrallamento e rotura da onda dando lugar a remuíños que removen o sedimento do fondo.

Desde o punto de vista dinámico da ondada, unha praia presenta unhas zonas en superficie chamadas zona de rotura, de surf e de *swash* ou batida. A primeira corresponde coa zona de sobreinclinación e rotura. A zona de surf ou de translación pode existir ou non, segundo a pendente da praia. As mellores praias para os surfistas son as de pendentes máis suaves, pois desprázanse na crista da onda durante máis tempo. E a zona de *swash* ou de batida é onde a auga se transforma en láminas para subir pola pendente emerxida da praia e baixa por gravidade. Nas praias establécense células de circulación litoral debidas ó fluxo de auga que vai cara á costa e ás correntes de resaca, que se afastan mar adentro. As correntes paralelas á costa desprazan os sedimentos por toda a fronte da praia. O perfil dunha praia no verán vai ser convexo cara a arriba con grandes

sistemas de barras areosas intermareais e bermas; no inverno, cóncava cara arriba e sen bermas nin barras, o sedimento atópase acumulado no submareal. Se a praia presenta erosión continuada no verán durante a baixamar, o sistema de barras areosas intermareais non existe ou está pouco desenvolvido, o mesmo cá berma ("chanzo" que indica o límite ata onde habitualmente chegan as mareas en épocas tranquilas). Se a praia está en crecemento ocorre o contrario: no verán hai bermas e barras areosas ben desenvolvidas en baixamar, polo que se gaña area doutras zonas costeiras ou do mar.

As ondas móvense cara á zona de translación, onde as masas axitadas pola auga van cara á terra arrastrando sedimentos. O que queda da onda atinxe a zona de batida da ondada, expandéndose pendente arriba da praia en forma de láminas e depositando o sedimento na zona onde se detén; baixa pola pendente cara ó mar arrastrando sedimentos e volve chocar coa onda seguinte. A estes movementos chámaselles de derrame e retroceso. O volume de sedimento depositado polo derramo sempre é maior có arrastrado polo retroceso debido a que a masa de auga que volve cara ó mar é menor cá inicial ó perderse por filtración. Segundo isto, as praias de fracción de area máis grosa presentan máis pendente por seren máis permeables os seus sedimentos cós das praias de area fina. Por isto, a zona de translación é moi reducida comunicándose a zona de rompente coa de batida. Despois da rotura de cada ola, a auga produce un movemento en sentido contrario (cara ó mar) chamado resaca.

O tren da ondada, no litoral galego, non acostuma a ser paralelo á franxa costeira areosa, senón que presenta un certo ángulo, polo que o transporte de sedimentos do mar á terra é oblicuo pero no retroceso cara ó mar estes materiais desprázanse perpendiculares á costa, de tal xeito que os grans de area nunca volven á súa posición orixinal dando desprazamentos en zigzag. A este transporte, cun sentido en xeral paralelo á costa, chámaselle deriva litoral e ten moita importancia na formación das frechas litorais areosas que poden ou non pechar esteiros e baías e xerar áreas de acumulación e erosión de sedimentos en construccións portuarias.

Unha praia pode dividirse en varias franxas paralelas á costa: zona de *offshore* e *shoreface,* tamén chamada zona sublitoral ou submareal. É a zona somerxida da praia, a que está máis arredada e profunda, permanecendo sempre cuberta de auga. A zona de offshore é a que se achega máis a plataforma interior no seu extremo inferior. No seu extremo superior o límite desta zona establéceo a chamada zona de transición de area-limo, ou ben

a zona onde está o nivel de base da ondada durante o bo tempo. Este límite superior de *offshore* coincide co inferior do shoreface, o límite superior do cal é o nivel do mar durante a baixamar. En períodos de mal tempo ou tempestade o fondo remóvese dando capas areosas de grosor variable. Cando chega o bo tempo decántanse os materiais finos sobre estas capas areosas orixinadas nas tormentas e posteriormente os organismos producen bioturbación, a cal nesta zona de *shoreface* é moi alta aínda que con menor variedade ca en áreas profundas.

A zona de *foreshore,* tamén chamada de batida ou intermareal, é a zona comprendida entre os límites de marea alta e baixa. Esta zona está moi influenciada pola acción das ondas. Como a amplitude da marea varía co ciclo lunar, esta zona presentará os seus límites nos niveis medios de alta e baixamar. Tómanse os valores intermedios porque estes límites varian o mesmo cós seus límites. No caso da costa galega, o tempo entre unha preamar e unha baixamar é de 6h 15 min polo que ó día esta zona queda dúas veces somerxida e dúas veces emerxida. Domina o proceso de batida da ondada nesta zona cos movementos de derramo, os cales van varrendo toda a zona intermareal coa subida e baixada do mar.

Durante o verán, o material depositase na parte alta da zona submareal. No inverno transpórtase cara a zona intermareal, orixinando barras areosas paralelas á praia que debido ás mareas e á ondada conxuntamente migran cara á terra quedando nas partes máis altas desta zona. Estas barras areosas presentan un perfil asimétrico (pendente suave cara ó mar e inclinada cara á terra).

Por último, a zona de *backshore* ou de trascosta: chámaselle tamén supramareal, de trascosta ou e espaldón de praia. É a zona emerxida. O seu límite inferior é o nivel medio da preamar e o superior é a zona ata onde chegan as ondas de tempestade en preamar. Esta zona queda exposta a maior parte do ano. É plana cunha lixeira convexidade cara á terra. Únese coa intermareal pola berma que é a parte máis alta da praia.

As praias con achegas de area importantes presentan bermas moi ben formadas, mentres que as praias onde a area non abunda, non existen. En períodos de temporal poden desaparecer. Segundo as praias, pode haber unha ou varias bermas. O mar só afecta a esta zona algunha vez por movemento de derramo en preamares de mareas vivas. Durante os períodos de bo tempo esta zona sofre deflación eólica polas brisas e os ventos diúrnos, o que ocasiona o transporte activo da area cara ás dunas costeiras, o lagoon ou ó mar, deixando neste sitio un depósito de lag: acumulación de

No litoral galego pódense distinguir niveis de turba; no caso da imaxe, o perfil formado pola erosión da bocana no cordón dunar, déixanos ve-los diferentes niveis de turba. Cada nivel corresponde cun período de tranquilidade, cando a vexetación era moi abundante. Indican unha maior continentalidade. Posteriormente, estas zonas vexetadas son invadidas polo ambiente dunar, próximo á fronte costeira, cubrindo a vexetación, fosilizándose en forma de turba. Esta secuencia é transgresiva, indicando que a liña de costa prograda cara ó interior do continente. Esta imaxe é durante a baixamar, pois en caso contrario, preamar, esta canle estaría totalmente colmatada de auga

materiais: cantos, restos de esqueletos calcarios, minerais pesados que non puido levar consigo o axente de transporte, neste caso o vento, dando lugar a ripples eólicos. O límite entre a praia e as dunas atópase na liña de costa. Este é o límite superior de *backshore* mentres que o inferior está na berma, que é o límite ata onde chega o nivel superior da preamar.

As praias poden ser: praias de bolso, formadas entre dous saíntes rochosos, próximos entre si. Son moi abundantes no litoral galego, sobre todo na marxe sur das rías. As praias normais, que presentan a forma típica de media lúa, reflectindo o padrón da refracción das ondas; por exemplo, Barra, A Lanzada, Corrubedo, Carnota, Baldaio... Segundo o perfil da praia, poden ser completas, con tódalas partes ben definidas: Limens (ría de Vigo), Valdoviño, Insua (ría de Corme e Laxe). Ás praias incompletas fáltanlles algunha parte do seu perfil; a causa pode ser

antrópica (humana) por construcción de edificios, paseos marítimos, extracciónes incontroladas; por exemplo: Samil (ría de Vigo), Riazor (ría da Coruña), Esteiro (ría de Muros e Noia), Sanxenxo (ría de Pontevedra). Segundo a pendente son tendidas, con pouca pendente, en zonas protexidas dos ventos dominantes: Barraña (Arousa), Testal (Muros), Patos (Vigo). E praias con alta pendente, en zonas expostas, hidrodinamicamente máis enerxéticas: Camposancos (A Guarda), Area Brava (Hío).

6.2. CORDÓNS DUNARES

No *backshore* da praia establécese adoito vexetación, a cal serve para acumula-la area que é transportada polo vento, desde a praia cara ó continente. Este proceso continuado aumenta o tamaño da duna tanto en vertical coma en superficie. A existencia destas dunas eólicas caracteriza praias que presentan unha boa achega de area. Fórmanse cordóns dunares litorais de grandes dimensións separados por corredores interdunares. Estes depósitos defenden a costa do mar. Mais, aínda así, en períodos de tempestade as ondas poden destruír parcialmente esta barreira e a auga penetrar polos corredores ou canles, esparexéndose a area en forma de abanos. Son os chamados abanos de derramo ou *washover fans*. É un proceso de migración da barreira cara ó continente invadindo o lagoon progresivamente.

A formación das dunas, polo tanto, está moi unida á presencia do axente que as forma: o vento. A faixa costeira de Galicia é propicia para a formación de campos dunares. Na costa galega vanse dar edificios eólicos característicos, constituíndo placas eólicas ou dunas rampantes e dunas eco. Durante o inverno as ondas empurran a area cara ás partes máis altas da praia e o vento impulsa estas areas terra adentro. Se o relevo no backshore é suave, estas masas areosas migran sen dificultade continente adentro ata que a area é fixada ou detida por un obstáculo, que pode se-la vexetación. Nas frontes de costa galegas hai numerosos acantilados que acostuman ser zonas de altas velocidades do vento; entón, cando o fenómeno anterior se produce, o vento impulsa a area montaña arriba ata acadar centos de metros sobre o nivel do mar. Daquela danse dous depósitos característicos: as dunas eco que se forman cando a masa de aire que leva no seu seo partículas areosas en suspensión choca contra o relevo dunha montaña, prodúcese a acumulación desa area amoreada de xeito individual na pendente. Exemplos deste tipo de dunas danse na Costa da Morte.

As dunas eco e as placas eólicas adoitan estar colonizadas pola vexetación; mesmo nos cortes realizados nas dunas pódese ve-lo desenvolvemento dos solos. Isto implica que no ambiente

costeiro galego, con gran cantidade de precipitacións, se favorece a estabilidade do material eólico e tamén indica que eran formas non activas, estables, que só a poder de grandes tormentas puido reactivar rompendo a cuberta vexetal estabilizadora e producindo na superficie das dunas unhas depresións hemicirculares chamadas sopridos ou *blow-out.*

O ambiente de praia e dunas é adverso para o crecemento da vexetación, presentando mecanismos que as fan adaptarse a diversos factores. Entre os factores que impiden a vida vexetal nas áreas litorais galegas están: a mobilidade do solo, as plantas quedan soterradas ou ben as súas raíces quedan ó descuberto sen que a planta morra; a xericidade: zonas moi secas, moi porosas e con nivel freático moi profundo. Forman longos rizomas capaces de chegar á capa freática, que atrapan e inmobilizan areas o mesmo que captan a auga do orballo e das precipitacións. Debido á escaseza de auga hai gran distanciamento entre os individuos. Por outra parte, estes solos teñen unha alta capacidade calorífica (as areas quéntanse moito en pouco tempo). Son polo tanto vexetacións xerófilas, pois viven en medios secos, e halófilas pois medran só en medios salinos, e distínguense pola presencia nestes ambientes de exceso de sales, sobre todo cloruro sódico. A distribución de cada especie vexetal é función de todos estes parámetros.

6.3. ESTEIROS

Os esteiros son zonas de encontro de dous corpos de auga, un de procedencia fluvial e outro mariño, que gradualmente se mesturan ou que permanecen separados ata un certo nivel polo contraste de densidades. Os sedimentos de distinta procedencia son atrapados no esteiro e distribuídos en función da circulación da auga, se ben as dunas e as praias son raras neste ambiente; as marismas desenvólvense con facilidade nas súas marxes. Os esteiros galegos son moi abundantes posto que na cabeceira de cada ría existe un, ó estar asociado á cabeceira de cada ría un curso fluvial. Nas marxes da maioría dos esteiros galegos (Miño, Anllóns...) de tipo mesomareal, danse áreas de desenvolvemento de chairas intermareais, que presentan unha pendente suave, cubertas e expostas periodicamente ás mareas. Sen embargo, os esteiros tamén aparecen en entrantes costeiros, baías, lagoas...

6.3.1. ESTEIROS DE CABECEIRA DE RÍA

Os sedimentos que imos encontrar na cabeceira dunha ría van depender do réxime de auga que leve o río. Os ríos de caudal superficial teñen pouca capacidade de arrastre e poden chegar a taponar e incomunica-las augas continentais e mariñas. Nos cursos de auga abundantes dáse o contrario. As rías galegas corresponden

a vales fluviais afundidos e asolagados polo mar, e constitúen unha ampla boca de apertura ó mar con materiais que pasan de tamaños máis grosos a finos cara ó interior debido ó descenso de enerxía e capacidade de transporte da masa de auga.

Na cabeceira das rías, onde conflúen augas fluviais e mariñas, os materiais arrastrados depositanse formando unha barreira física que obstaculiza ó mesmo tempo outros materiais sedimentarios. Fórmanse así extensas chairas de lodos que quedan ó descuberto na baixamar, e son colonizadas por plantas adaptadas a estas condicións, formando as marismas.

Estes esteiros de val fluvial afundido e inundado, tamén chamados de tipo ría, presentan bocas abertas con deltas mareais (os deltas son progradacións de materiais en forma de abano e que acostuman a estar somerxidos excepto en períodos de baixamar cando pode emerxe-la súa parte máis alta, e poden ser fluviais ou mareais), neste caso son deltas subacuáticos de tipo mareal os que se presentan nestas rías, cun rango de marea homoxéneo. Este tipo de esteiro presenta unha canle de entrada que permanece todo o tempo aberta.

A intensidade á que están sometidas estas áreas por procesos de mareas e descarga fluvial dan lugar a áreas dominadas por procesos fluviais: o fluxo continental domina sobre a acción mareal. Os materiais depositanse ó chocar coas masas de auga salina e perder velocidade, formando amplas frontes de depósito. Áreas dominadas por procesos mareais: o fluxo da marea domina sobre o fluvial organizándose os materiais segundo a enerxía do medio: os materiais finos na parte interna, progradando sobre as máis grosas depositadas por diante. Áreas dominadas por procesos fluvio--mareais: procesos fluviais e mareais equilibrados durante a maior parte do ano.

Os materiais que se depositan nas rías están sometidos a unha serie de factores: químicos (bioturbación), hidrodinámicos (correntes acuosas), diferencias de densidade entre masas de auga (fluivais e mariñas). Este último factor orixina nos sedimentos finos (que se transportan en suspensión) unha separación en láminas. O resultado queda selado nos depósitos sedimentarios en profundidade, diferenciando distintos sectores no sentido lonxitudinal da ría, polo que se pode saber ata onde chegou a influencia mariña e/ou fluvial.

6.3.2. ESTEIRO-BARREIRA

Cando un sistema de praia e dunas asociadas encerra unha masa de auga de mar aberto fórmase o sistema chamado de praia-barreira, pero a esa

lagoa chegan cursos de auga doce, orixinando un novo tipo de esteiro chamado esteiro barreira. Dáse en costas superficiais con abundante chegada de areas. A súa orixe está relacionada coa elevación do nivel do mar e a súa enerxía. Pode ser por dúas causas: a primeira, a través dos sucesivos pasos de inundación durante o aumento do nivel mariño, ou ben pola grande acumulación por exceso de achegas das barras areosas somerxidas, situadas en posición paralela á costa.

No litoral galego hai moitas acumulacións areosas emerxentes por riba do nivel do mar, acaroadas ós relevos rochosos dos extremos de pequenas baías ou entrantes de costa. Ás veces poden cerrar baías completamente ou só parcialmente. As barreiras típicas están conectadas polos seus dous extremos, mentres que cando están unicamente por un só chámanse frechas litorais. Son importantes en Galicia, pois pechan esteiros e dan lugar a lagoas costeiras que manteñen unha alta productividade na zona costeira ó seren áreas idóneas para gran número de especies mariñas. Estes sistemas de praia-barreira orixínanse e desenvólvense de xeito distinto segundo as achegas areosas existentes no litoral, a enerxía da masa de auga oceánica e as variacións eustáticas do nivel do mar.

Existen barreiras cun crecemento que foi lateral, dando lugar a frechas areosas litorais, que poden forma-los tómbolos ó se interromper estas frechas por unha illa ou illote próximo. Un exemplo deste fenómeno é a praia da Lanzada na ría de Arousa, onde a frecha litoral uniu terra firme co que foi a illa do Grove. A Illa de Arousa nun tempo estaba formando un rosario de pequenas illas que actualmente a dinámica mariña uniu mediante frechas areosas orixinando unha secuencia de tómbolos. A transgresión converteu as dunas litorais en barreiras ó inundarse a parte traseira deses cordóns dunares, dando lugar a lagoas costeiras.

O masivo depósito de areas pola ondada pode superar en altura o nivel do mar dando barreiras e dunas con vexetación. Estas morfoloxías danse no litoral de Galicia, sobre todo nas zonas internas das rías, posto que presentan unha escasa achega fluvial, pero nas frontes de costa danse barreiras de boca de baía como a lagoa de Xuño, Louro, Corrubedo, Baldaio... En xeral os esteiros barreira fórmanse en depresións menos profundas cós esteiros. Frecuentemente aparecen en entrantes ou baías que teñen lugar nas marxes da costa dunha ría. Na medida en que se enchen nun proceso paralelo á elevación do nivel mariño, perden a irregularidade os bordos da cunca. Ó presentar tamaños máis pequenos, o recheo é máis rápido. O estado final está formado por marismas e canles mareais.

6.3.3. LAGOAS COSTEIRAS

As lagoas costeiras salinas fórmanse en pequenas cuncas costeiras que presentan moitos parecidos cos esteiros barreira. As achegas fluviais son moi escasas, polo que case sempre a barreira areosa é continua e a súa construcción débese á acumulación de sedimentos procedentes da deriva litoral paralela á costa. Esta barreira areosa pode chegar a corta-la comunicación da lagoa co mar de xeito total (Xuño, Traba, Doniños), intermitente (Louro, Vixán) ou comunicación continua (Corrubedo, Valdoviño, Baldaio, Carnota, Caldebarcos). A comunicación, se existe, dáse pola bocana ou corredor de xeito moi intermitente. As plantas máis salinas substitúense por especies máis tolerantes a augas doces, desenvolvéndose extensas brañas de xuncos, e os sedimentos son substituídos por lodos ricos en materias orgánicas debidos a augas doces.

Os sedimentos distribúense distinguindo varias zonas: zona fluvial con sedimentación detrítica debido á diminución da pendente e da velocidade da auga; na zona de esteiro predominan areas finas e lamas; na zona da desembocadura atópanse bancos de area e bioclastos das correntes de deriva litoral. Por último, na zona exterior da desembocadura depositánse no mar sedimentos finos. Todos estes factores crean un ecosistema con presencia de grandes cantidades de organismos tanto vexetais coma animais debido á gran productividade, ó actuar como trampas nutridas nas que os elementos nutritivos axiña son reciclados pola actividade dos organismos.

6.3.4. CHAIRAS INTERMAREAIS

Zonas de sedimentación lamacenta cunha pendente moi pequena, atravesada con canles meandriformes. O axente dinámico é o nivel do mar, é dicir, as preamares (chaira totalmente cuberta) e baixamares (chaira totalmente exposta). Os tamaños maiores de sedimento areoso atópanse no leito da canle, ó concentrárense nestas zonas o fluxo e refluxo mareal. En Galicia están na cabeceira das rías, como a enseada de San Simón e a zona interna da ría de Muros.

BIBLIOGRAFÍA DE CONSULTA

Boilot, G e J. Malod, “The north and north-west spanish continental margin: a review”, *Rev. Soc. Geol. España,*1, (3-4), 1988, 295-316.

Boon, J. D. e R. J. Byrne, “On basin hypsometry and the morphodynamic response os coastal inlet system”, *Mar. Geol.* 40, 1981, 27-48.

Cristino, D., “Playas e islas barrera-lagoon”, CSIC Col. Nuevas Tendencias, Vol. I., 1989, 349-395.

Martínez Graña, A., "Xeología e formación do litoral galego", Consellería de Pesca, Acuicultura e Marisqueo, Xunta de Galicia, 36 pp., 1993.

—— "Formación e dinámica das rías galegas", Consellería de Pesca, Acuicultura e Marisqueo, Xunta de Galicia, 76 pp., 1993.

Martínez Graña, A., J. Yepes Temiño, "Primeros resultados para una caracterización geomorfológica del complejo estuario-barrera de Carnota (Galicia)", *Estudios Geográficos,* Tomo LV, nº 216, xullo-setembro 1994, 441-453.

—— "Itinerarios Geológicos por ecosistemas de marismas. La Coruña", Consellería de Pesca, Acuicultura e Marisqueo, Xunta de Galicia, 346 pp., 1992.

Roy, P. S., C. Peat, "Bathymery and botton sediments of Tuross stuary and Coila Lake", *Rev. Geol. Surv.,* N.S.W.,18, 1976, 103-134.

Vilas, F., "Estuarios y llanuras intermareales", CSIC, Col. Nuevas Tendencias, Vol.I, 451-493, 1989.