ESCOLA DE DOUTORAMENTO
INTERNACIONAL DA USC

Daniel
Cajade Pascual

Tese de doutoramento

Morfodinámica, Reconstrución Paleoambiental e Xestión do Illote Areoso (Ría de Arousa)

Santiago de Compostela, 2024

Programa de Doutoramento en Historia, Xeografía e Historia da Arte

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

ESCOLA DE DOUTORAMENTO
INTERNACIONAL DA USC

TESE DE DOUTORAMENTO

MORFODINÁMICA, RECONSTRUCIÓN PALEOAMBIENTAL E XESTIÓN DO ILLOTE AREOSO (RÍA DE AROUSA)

Daniel Cajade Pascual

Directores: Manuela Costa Casais e Ramón Blanco Chao

PROGRAMA DE DOUTORAMENTO EN HISTORIA, XEOGRAFÍA E HISTORIA DA ARTE

SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

Aos meus avós

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

AGRADECEMENTOS

En primeiro lugar, agradecer á miña familia o apoio dado durante esta travesía académica e, en realidade, en calquera outra na que me vise involucrado. En especial, tamén quería agradecer a Irene por estar ao meu carón, e por ter que aturar a miña busca incansable de novos sedimentos que analizar.

Esta tese nunca tería sido de non ser por Núe e Mochi, pois non debe ser sinxelo aturarme durante tantos anos. Impagable é os centos de horas que dedicaron a formarme, sempre proactivos e coa mellor das vontades para colaborar no que puidesen. Grazas a eles decidinme a emprender este camiño xeográfico, no que esta tese supón unha etapa máis. Non obstante, tampouco se pode desmerecer a axuda recibida ao longo de todos estes anos por outros docentes da universidade coma Alberto Martí, Andrés Domínguez, Dominic Royé, J.A. Aldrey, Marcos Valcárcel, Teresa Taboada e un longo etc.

Mención aparte para Horacio García, pois non só é favorito dos alumnos, senón que tamén o é para min (nunca o recoñecerei en público). Tamén agradecer Ismael Irigoy por apuntarse sempre a todo o que se lle propón.

Tampouco podería esquecerme dos meus compañeiros doutorándoos, incluíndo aos 17 Alejandros (polo menos), dos cales poderíanse sintetizar en Lex, Otero e Poso, sen que iso desmereza o cariño que lles teño. Especialmente a Lex, por sempre estar aí cando alguén o precisa e por aturarme todos estes anos. Neste senso, tamén incluír a Diego, Martín, Roberto e Rubén. Coma compañeiros de aventuras durante o último lustro. Por rematar co meu repaso universitario, agradecerlle a todos os compañeiros de xeografía polos bos momentos compartidos, especialmente a Alexia, Andrea, Claudia, Iván, Gonzalo, Jorge, Laura, Lucas, María, Nerea, Sandra, Silvia, Uxía, Vanessa... sen esquecerme dos meus queridos XeograFOX. Todos eles, fundamentais para ter feito marabilloso o camiño ata aquí.

Mención especial ao meu querido LT recesendiano (Carlos, Marga e Uxi), con quen aprendín xeomorfoloxía fluvial moito antes que con Horacio. Con cariño especial tamén para Angela, as Andreas (ambas emigradas), Laura e María. Outra xente á que lle debo unha cea son Alba, Jacobo e Sergio. Tamén merecen ser mencionadas as miñas amizades de Cork e Cadoalla.

Por último agradecer a Fernando Rodríguez a súa colaboración con respecto ao Areoso, sempre disposto a axudar no posible.

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

RESUMO

Estúdase a morfodinámica, evolución paleoambiental e xestión do medio costeiro do illote Areoso, situado na parte central da ría de Arousa (NO da Península Ibérica). A investigación organízase en tres eixos principais. O primeiro céntrase nos cambios dinámicos ocorridos desde mediados do século XX e a súa relación coas altas taxas erosivas rexistradas nas últimas décadas. Posteriormente, comparáronse os resultados obtidos en Areoso con varios sectores da illa de Arousa, identificando as causas do seu desigual comportamento morfodinámico. A través da análise de sete secuencias edafo-sedimentarias realizouse unha reconstrución paleoambiental do sector, permitindo comprender a súa formación e evolución desde o Holoceno Medio. As catro facies sedimentarias identificadas (continental, intermareal, praia-duna e eólica) estableceron a relación entre os cambios no nivel do mar e a variación das condicións ambientais. Os resultados alcanzados serviron para desenvolver un modelo de xestión encamiñado a manter o equilibrio entre conservación e uso público

Palabras chave: morfodinámica, reconstrución paleoambiental, depósitos edafo-sedimentarios, nivel do mar, xestión costeira, ría de Arousa, NO peninsular.

Como citar: Cajade-Pascual, D. (2024). *Morfodinámica, Reconstrución paleoambiental e Xestión do Illote Areoso (Ría de Arousa)* [Tese Doutoral. Universidade de Santiago de Compostela].

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

RESUMEN

Se estudia la morfodinámica, evolución paleoambiental y gestión del medio costero del islote Areoso, situado en la parte central de la ría de Arousa (NO de la Península Ibérica). La investigación se organiza en tres ejes principales. El primero se centra en los cambios dinámicos ocurridos desde mediados del siglo XX y su relación con las altas tasas erosivas registradas en las últimas décadas. Posteriormente, se compararon los resultados obtenidos en Areoso con varios sectores de la isla de Arousa, identificando las causas de su desigual comportamiento morfodinámico. A través del análisis de siete secuencias edafo-sedimentarias se realizó una reconstrucción paleoambiental del sector, permitiendo comprender su formación y evolución desde el Holoceno Medio. Las cuatro facies sedimentarias identificadas (continental, intermareal, playa-duna y eólica) establecieron la relación entre los cambios en el nivel del mar y la variación de las condiciones ambientales. Los resultados alcanzados sirvieron para desarrollar un modelo de gestión encaminado a mantener el equilibrio entre conservación y uso público.

Palabras clave: morfodinámica, reconstrucción paleoambiental, depósitos edafo-sedimentarios, nivel del mar, gestión costera, ría de Arousa, NO peninsular.

Como citar: Cajade-Pascual, D. (2024). *Morfodinámica, Reconstrución paleoambiental e Xestión do Illote Areoso (Ría de Arousa)* [Tesis Doctoral. Universidade de Santiago de Compostela].

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

ABSTRACT

Morphodynamics, paleoenvironmental evolution, and management of the coastal environment of Areoso Island, located in the central part of the Arousa ria (NW of the Iberian Peninsula), are studied. The research is organized into three main axes. The first one focuses on dynamic changes that occurred since the mid-20th century and their relationship with the high erosion rates recorded in recent decades. Then, the results obtained in Areoso were compared with several sectors of Arousa island, identifying the causes of their unequal morphodynamical behaviour. Through the analysis of seven edapho-sedimentary sequences, a paleoenvironmental reconstruction of the sector was carried out, allowing us to understand its formation and evolution since the Middle Holocene. The four sedimentary facies identified (continental, intertidal, beach-dune and aeolian) established the relationship between changes in sea level and the variation in environmental conditions. The results achieved served to develop a management model aimed at maintaining the balance between conservation and public use.

Keywords: morphodynamics, paleoenvironmental reconstruction, edapho-sedimentary deposits, sea level, coastal management, Arousa ria, NW peninsular.

How to cite: Cajade-Pascual, D. (2024). *Morfodinámica, Reconstrución paleoambiental e Xestión do Illote Areoso (Ría de Arousa)* [Doctoral Thesis. Universidade de Santiago de Compostela].

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

ÍNDICE XERAL

Resumo 7
Resumen 9
Abstract 11
Índice xeral 13
Índice de figuras 19
Índice de táboas 23
Listaxe de abreviaturas e acrónimos 25

CAPÍTULO I: INTRODUCIÓN E ÁREA DE ESTUDO
1.1 PRESENTACIÓN 29
1.1.1 Xustificación 30
1.1.2 Hipóteses de partida 30
1.1.3 Obxectivos 31
1.1.4 Estrutura 31
1.1.5 Procedemento metodolóxico xeral 32
1.1.6 Publicacións 33
1.2 A INVESTIGACIÓN EN ÁREAS COSTEIRAS 34
1.2.1 Os conceptos de costa e litoral 34
1.2.2 A investigación costeira en Galicia 36
1.3 CONTEXTUALIZACIÓN XEOLÓXICA E XEOMORFOLÓXICA 39
1.3.1 A base do relevo galego: o Macizo Ibérico 39
1.3.2 Do Mesozoico á Oroxénese Alpina 42
1.3.3 A formación das Rías Baixas 43
1.4 ÁREA DE ESTUDO 46
1.4.1 Litoloxía e xeomorfoloxía 49
1.4.2 Climatoloxía 51
1.4.3 Oceanografía e hidrografía 52
1.4.4 O contexto arqueolóxico de Areoso 55
1.4.4.1 O xacemento 55
1.4.4.2 A investigación arqueolóxica 57
1.4.4.3 Ocupación Neolítica 59
1.4.4.4 Ocupación durante a Idade do Bronce 63
1.4.4.5 Ocupación durante a Idade do Ferro e posteriores 65

CAPÍTULO II: MORFODINÁMICA
2.1 INTRODUCIÓN 69
2.1.1 As escalas temporais e espaciais en xeomorfoloxía costeira 70
2.1.2 Factores que afectan á dinámica costeira 71
2.1.2.1 Vento e ondas 71

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.1.2.2 Mareas e correntes litorais 72
2.1.2.3 Dispoñibilidade de sedimentos 73
2.1.2.4 Cambios do nivel do mar 73
2.1.2.5 Configuración e topografía do sector 73
2.1.2.6 Actividade antrópica 74
2.1.3 As costas sedimentarias 74
2.1.3.1 Sedimentoloxía costeira 74
2.1.3.2 As praias 78
2.1.3.3 As dunas costeiras e os sistemas praia-duna 79
2.1.3.4 Equilibrio morfodinámico e procesos erosivos 80
2.1.4 O contexto morfodinámico e sedimentolóxico da costa galega 81
2.1.4.1 A investigación sedimentolóxica 82
2.1.4.2 O contexto sedimentario da ría de Arousa 83
2.1.4.3 O estudo da morfodinámica costeira 84
2.2 METODOLOXÍA 86
2.2.1 Sedimentoloxía 86
2.2.1.1 Traballo de campo e localización dos puntos de mostraxe 86
2.2.1.2 Análise granulométrica 87
2.2.1.3 Contido en carbonatos bioxénicos 88
2.2.2 Análise da ondada 89
2.2.3 Estimación dos cambios costeiros 89
2.2.3.1 Variacións no eixo lonxitudinal e na superficie dunar do sector norte 90
2.2.3.2 Evolución da fronte costeira 91
2.3 CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓXICA DE AREOSO 93
2.3.1 Caracterización do sedimento superficial 94
2.3.2 Core-I 95
2.3.2.1 Descritiva 95
2.3.2.2 Propiedades granulométricas 96
2.3.2.3 Propiedades físico-químicas 97
2.3.2.4 Interpretación da testemuña Core-I 97
2.3.3 Core-B-I 97
2.3.3.1 Descritiva 97
2.3.3.2 Propiedades granulométricas 98
2.3.3.3 Propiedades físico-químicas 99
2.3.3.4 Interpretación da testemuña Core-B-I 99
2.4 ESTUDO MORFODINÁMICO DA ILLA DE AROUSA 99
2.4.1 Caracterización costeira 99
2.4.2 Variación da liña costeira entre 1956 e 2020 102
2.4.3 A morfodinámica costeira da illa de Arousa 104
2.5 ESTUDO MORFODINÁMICO DO ILLOTE AREOSO 106
2.5.1 A evolución da frecha sedimentaria 107
2.5.2 Cambios na fronte dunar entre 2000 e 2022 111

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.5.3 A análise das variables dinámicas 113
2.5.3.1 Análise do vento e da ondada 113
2.5.3.2 Propagación da ondada 114
2.5.3.3 Cambios no nivel do mar 115
2.5.4 Interpretación morfodinámica 115
2.6 CONCLUSIÓNS 121

CAPÍTULO III: RECONSTRUCIÓN PALEOAMBIENTAL
3.1 INTRODUCIÓN 125
3.1.1 Os estudos paleoclimáticos: das teorías orbitais á xeoquímica isotópica 126
3.1.2 O período Cuaternario 128
3.1.2.1 A complexa secuenciación do período Cuaternario 129
3.1.2.2 O Plistoceno 131
3.1.2.3 O Holoceno 138
3.1.2.4 Cara o Antropoceno? 148
3.1.3 As variacións do nivel do mar 156
3.1.3.1 Os conceptos de nivel do mar absoluto e nivel do mar relativo 157
3.1.3.2 Causas 158
3.1.3.3 Factores eustáticos 160
3.1.3.4 Factores dinámicos 163
3.1.3.5 Factores isostáticos e tectónica continental 163
3.1.3.6 Factores locais 165
3.1.4 Os depósitos edafo-sedimentarios como arquivos paleoambientais 166
3.1.4.1 Os depósitos edafo-sedimentarios costeiros 170
3.1.4.2 Modelos e curvas da transgresión holocena 174
3.1.4.3 A transgresión holocena no NO peninsular 178
3.1.5 Xeoarqueoloxía: aplicación da reconstrución paleoambiental á investigación arqueolóxica 184
3.2 METODOLOXÍA 186
3.2.1 Localización dos puntos de mostraxe 187
3.2.2 Traballo de campo 189
3.2.3 Descritivas e preparación da mostra 190
3.2.4 Análises físicos 190
3.2.4.1 Granulometría 190
3.2.4.2 Morfometría 191
3.2.5 Análises xeoquímicas 191
3.2.5.1 Estimación do contido en materia orgánica mediante LOI (*Loss On Ignition*) 191
3.2.5.2 Contido en carbonatos bioxénicos 192
3.2.5.2 Determinación do pH 192
3.2.6 Análise isotópica 193
3.2.7 Análise elemental 194
3.2.8 Mineraloxía 195
3.2.9 Marco cronolóxico 196

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.3 ESTUDO DOS DEPÓSITOS EDAFO-SEDIMENTARIOS DE AREOSO 197
3.3.1 Secuencia S1 197
3.3.1.1 Descritiva 197
3.3.1.2 Propiedades granulométricas e morfométricas 198
3.3.1.3 Propiedades físico-químicas 200
3.3.1.4 Análise elemental 200
3.3.1.5 Análise mineralóxica 202
3.3.1.6 Datacións radiocarbónicas 202
3.3.1.7 Interpretación da secuencia S1 202
3.3.2 Secuencia S4 205
3.3.2.1 Descritiva 205
3.3.2.2 Propiedades granulométricas 207
3.3.2.3 Propiedades físico-químicas 207
3.3.2.4 Análise mineralóxica 208
3.3.2.5 Datacións radiocarbónicas 208
3.3.2.6 Interpretación da secuencia S4 209
3.3.3 Secuencia M4-III 210
3.3.3.1 Descritiva 210
3.3.3.2 Propiedades granulométricas e morfométricas 212
3.3.3.3 Propiedades físico-químicas e análise elemental 216
3.3.3.4 Análise mineralóxica 217
3.3.3.5 Datacións radiocarbónicas 217
3.3.3.6 Interpretación da secuencia M4-III 217
3.3.4 Secuencia M4-C 220
3.3.4.1 Descritiva 220
3.3.4.2 Propiedades granulométricas 221
3.3.4.3 Propiedades físico-químicas 222
3.3.4.4 Análise mineralóxica 223
3.3.4.5 Datacións 223
3.3.4.6 Interpretación da secuencia M4-C 224
3.3.5 Secuencia IN-2 225
3.3.5.1 Descritiva 226
3.3.5.2 Propiedades granulométricas e morfométricas 227
3.3.5.3 Propiedades físico-químicas 229
3.3.5.4 Análise elemental 229
3.3.5.5 Análise mineralóxica 229
3.3.5.6 Datacións radiocarbónicas 230
3.3.5.7 Interpretación da secuencia IN-2 230
3.3.6 Secuencia CI-7 231
3.3.6.1 Descritiva 231
3.3.6.2 Propiedades granulométricas 232
3.3.6.3 Propiedades físico-químicas 234

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.3.6.4 Análise isotópica 234
3.3.6.5 Datacións radiocarbónicas 234
3.3.6.6 Interpretación da secuencia CI-7 236
3.3.7 Secuencia ARO-I 237
3.3.7.1 Descritiva 237
3.3.7.2 Propiedades granulométricas 238
3.3.7.3 Propiedades físico-químicas 239
3.3.7.4 Análise mineralóxica 239
3.3.7.5 Análise isotópica 240
3.3.7.6 Datacións radiocarbónicas 240
3.3.7.7 Interpretación da secuencia ARO-I 240
3.4 RECONSTRUCIÓN PALEOAMBIENTAL 243
3.4.1 A evolución ambiental de Areoso dende o Holoceno Medio 243
3.4.2 Implicacións sobre os cambios paleoambientais e do nivel do mar no NO peninsular 251
3.5 CONCLUSIÓNS 254

CAPÍTULO IV: XESTIÓN E CONSERVACIÓN
4.1 INTRODUCIÓN 257
4.1.1 Os espazos naturais protexidos 257
4.1.1.1 Evolución dos ENP no contexto español e galego 258
4.1.1.2 A xestión dos espazos naturais protexidos 259
4.1.2 Xestión de espazos costeiros 260
4.1.3 Concepto de xeodiversidade 260
4.2 METODOLOXÍA 262
4.2.1 Entrevistas 262
4.2.1.1 Actores territoriais 262
4.1.1.2 Poboación local 263
4.2.1.3 Docentes de Educación Secundaria Obrigatoria 264
4.2.2 Caracterización dos visitantes 264
4.3 ASPECTOS ADMINISTRATIVOS E LEXISLATIVOS 265
4.3.1 Figuras de protección 265
4.3.2 Adecuación ás figuras de figuras de protección 266
4.3.3 Normas relativas ao uso público dos Guidoiros 267
4.4 PATRIMONIO NATURAL 268
4.4.1 Xeodiversidade 268
4.4.2 Biodiversidade 270
4.4.2.1 Flora 271
4.4.2.2 Fauna 271
4.5 ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS E CULTURAIS 273
4.5.1 Patrimonio arqueolóxico 274
4.5.2 Actividade turística e uso público 274
4.5.3 Significado social 278

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.5.4 Pesca e marisqueo 280
4.6 POTENCIAL DIDÁCTICO 281
4.6.1 As representacións do profesorado 281
4.6.2 O papel da educación na xestión e posta en valor dos ENP 282
4.7 PROPOSTA DE XESTIÓN DO ILLOTE 282
4.8 CONCLUSIÓNS 287

CAPÍTULO V: CONCLUSIONS 291

Referencias 295
Anexo I. Cuestionarios 259
Anexo II. Táboas 265

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Delimitación da zona costeira 35
Figura 2: Delimitación da área litoral 36
Figura 3: Formación do Oróxeno Varisco Europeo 40
Figura 4: División do Macizo Ibérico 41
Figura 5: Esquema das principais fracturas terciarias do NO da Península Ibérica 43
Figura 6: División das rías e marco estrutural de Galicia 45
Figura 7: Localización da área de estudo 47
Figura 8: Sectorización do illote Areoso e da illa de Arousa 48
Figura 9: Litoloxía do sector de estudo 50
Figura 10: Patrón de diaclasado e dirección principal de fractura 51
Figura 11: Principais correntes oceánicas e distribución das masas de auga na costa galega 53
Figura 12: Dirección das correntes superficiais de fluxo e refluxo na ría de Arousa 54
Figura 13: Cotas nivel do mar e dirección da ondada na ría Arousa 55
Figura 14: Localización das principais estruturas arqueolóxicas documentadas en Areoso 56
Figura 15: Muro de gavións colocado para protexer a Mámoa 4 da erosión mariña 58
Figura 16: Escavación dos túmulos megalíticos situados no sector surleste do illote 60
Figura 17: Situación da Mámoa 3 en 2015 e 2018 61
Figura 18: Situación da Mámoa 4 no ano 2016 e 2017 62
Figura 19: Evolución da Mámoa 5 ata a súa destrución en 2013 63
Figura 20: Cistas do sector intermareal 65
Figura 21: Modelo de escala de cambios na configuración das costas sedimentarias 70
Figura 22: Modelo de aproximación das ondas ao litoral 72
Figura 23: Modelo de relación entre tamaño de partícula e composición en depósitos siliciclásticos 77
Figura 24: Mobilización do sedimento de praia por efecto das ondas 78
Figura 25: Zonificación dos sistemas praia-duna 79
Figura 26: Procesos de deflación eólica 80
Figura 27: Factores e variables que definen o comportamento morfodinámico de Areoso 86
Figura 28: Localización dos perfís acústicos, dos cores submarinos e das mostras superficial obtidas no illote Areoso 87
Figura 29: Sectores de análise da fronte dunar no flanco occidental de Areoso 92
Figura 30: Localización dos catro sectores da illa de Arousa onde se analizou os cambios na liña costeira entre 1956 e 2020 93
Figura 31: Análise granulométrica e contido en carbonato bioxénico das mostras superficiais 94
Figura 32: Testemuña Core-I 95
Figura 33: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da testemuña Core-I 96
Figura 34: Testemuña Core-B-I 97
Figura 35: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da testemuña Core-B-I 98
Figura 36: Caracterización e zonificación das tipoloxías costeiras na illa de Arousa 101

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Figura 37: Evolución da costa artificial na illa de Arousa 102
Figura 38: Evidencias de erosión activa na illa de Arousa 103
Figura 39: Análise dos cambios na liña costeira da illa de Arousa 104
Figura 40: Imaxe aérea da frecha sedimentaria de O Vao en 1956 e 2020 105
Figura 41: Evolución da frecha sedimentaria e rotación do lóbulo setentrional de Areoso 106
Figura 42:Posición dos eixos lonxitudinais e variacións entre os MDEs de 2015 e 2016..... 107
Figura 43: Evolución do sector norte de Areoso 108
Figura 44: Diferenciación morfolóxica dos flancos segundo a dirección de rotación..... 109
Figura 45: Localización e morfoloxía dos lóbulos submarinos..... 110
Figura 46: Posición do límite norte dos sedimentos de area submarinos en 1956 e en 1984..... 111
Figura 47: Variación neta da fronte dunar no flanco occidental entre os anos 2000 e 2018 112
Figura 48: A rotura da fronte dunar que mantiña pechado o blowout entre 2020 e 2021 113
Figura 49: Patróns de propagación de ondas no interior da ría de Arousa 114
Figura 50: Altura de onda entre xullo de 2015 e outubro de 2016 116
Figura 51: Posición do lóbulo e modelo 3D 117
Figura 52: Propagación de ondas locais de vento no interior da ría 118
Figura 53: Comparación da superficie do polígono e a disposición das bateas 1984 e 2014..... 119
Figura 54: Rotación da frecha sedimentaria 1945-2022..... 120
Figura 55: As variacións orbitais de *Milankovitch* 127
Figura 56: Proposta de división dos Estadios Isotópicos Mariños (MIS)..... 129
Figura 57: Variacións do NMMG durante os últimos 140 000 anos..... 133
Figura 58: Comparación entre a curva do NMMG e os datos paleoclimáticos, paleoambientais e arqueolóxicos do mar Mediterráneo nos últimos 20 000 anos 137
Figura 59: Reconstrución da temperatura durante o Holoceno 139
Figura 60: Tendencias de temperatura durante o Holoceno 140
Figura 61: Simulacións de modelos de balance de enerxía no Hemisferio norte 144
Figura 62: Reconstrución de temperaturas máximas desde 1602 AD 146
Figura 63: Historia do cambio da temperatura global e causas do quecemento recente 147
Figura 64: Sinais da Gran Aceleración a partir de medidos do século XX 151
Figura 65: Localización e natureza dos candidatos a GSSP do Antropoceno 155
Figura 66: Factores e procesos que interveñen nos cambios no nivel do mar..... 159
Figura 67:Curva do nivel do mar para o NO peninsular 175
Figura 68: Curva do nivel do mar para os últimos 12 000 anos no golfo de Biscaia 176
Figura 69. Modelo de evolución posglaciar dos sectores costeiros..... 179
Figura 70: Comparativa entre os puntos índices obtidos no sistema barreira-lagoa de Louro e curvas no nivel do mar realizadas na fachada atlántica do sur de Europa 182
Figura 71: Modelo alternativo da transgresión holocena para a ría de Vigo..... 183
Figura 72: Esquema de traballo empregado para o estudo sedimentolóxico e xeoquímico das secuencias edafo-sedimentarias de Areoso e Arousa..... 187
Figura 73: Localización das secuencias edafo-sedimentarias analizadas..... 188
Figura 74: Detalle da sondaxe S1 tomada por debaixo da praia actual, ao pé da fronte dunar 197
Figura 75: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia S1 199
Figura 76: Datos de XRF e coeficientes (Ti/Ca) e (K/Ti) da secuencia S1..... 201

USC DE COMPOSTELA

Figura 77: Detalle da sondaxe S4 tomada debaixo da praia actual, ao pé da fronte dunar 206
Figura 78: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia S4 208
Figura 79: Detalle das dúas columnas que conforman a sondaxe ARE-M4 211
Figura 80: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia M4-III 213
Figura 81: Análise morfométrico da secuencia M4-III. Morfoloxía das partículas 214
Figura 82: Análise morfométrico da secuencia M4-III. Natureza das partículas 215
Figura 83: Detalle da secuencia M4-C 221
Figura 84: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia M4-C 222
Figura 85: Datacións obtidas no perfil de M4-C 224
Figura 86: Detalle da sondaxe IN-2 226
Figura 87: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia IN-2 228
Figura 88: Detalle da sondaxe CI-7 232
Figura 89: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia CI-7 233
Figura 90: Deltas isotópicos da vexetación de CI-7 235
Figura 91: Detalle da sondaxe ARO-I 237
Figura 92: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia ARO-I 239
Figura 93: Deltas isotópicos do sedimento de ARO-I 240
Figura 94: Detalle do sector intermareal situado na frecha sedimentaria do Vao 243
Figura 95: Posición das secuencias edafo-sedimentarias con respecto á topografía do sector meridional de Areoso 245
Figura 96: Cotas e contexto cronolóxico das datacións radiocarbónicas obtidas en Areoso 247
Figura 97: Principais fases na evolución paleoambiental de Areoso dende o Holoceno Medio 250
Figura 98: Comparación estre os resultados obtidos en Areoso e outros estudos sobre a cronoloxía na que o NMR tería acadado unhas cotas próximas ás actuais 253
Figura 99: Xeoformas sedimentarias de Areoso 269
Figura 100: Morfoloxías graníticas costeiras 270
Figura 101: O illote é un hábitat moi valioso para as aves mariñas 273
Figura 102: Número de participantes nas visitas guiadas realizadas diariamente durante a escavación da Mámoa 4 276
Figura 103: Número de visitantes con reserva previa para acceder ao illote, datos de entre o 4 de xullo e o 21 novembro de 2023 276
Figura 104: Imaxes do illote con alta densidade de turistas 278
Figura 105: Significado social de Areoso 279
Figura 106: Proposta de zonificación do illote 284
Figura 107: Proposta de acceso á Mamoa 4 285
Figura 108: Proposta de establecemento dunha área acoutada para o embarranque dos kaiaks ou embarcacións sen motor semellantes 286

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

ÍNDICE DE TÁBOAS

Táboa 1: Escala de tamaño das partícula sedimentarias 88
Táboa 2: Comparación entre os datos da boia de Cabo Silleiro e os datos dos puntos SIMAR 3011012 e 1043071 89
Táboa 3: Relación de imaxes aéreas e satelitais empregadas para o estudo da dinámica 90
Táboa 4: Relación de imaxes aéreas empregadas na evolución costeira na illa de Arousa 93
Táboa 5: Tipoloxías costeiras da illa de Arousa 100
Táboa 6: División cronoestratigráfica do Cuaternario definida pola ICS 130
Táboa 7: Proposta de división do Cuaternario coa inclusión do Antropoceno con rango de serie/época 154
Táboa 8: Relación de idades radiocarbónicas obtidas nas secuencias de Areoso e Arousa 196
Táboa 9: Relación de veciños entrevistados segundo sexo e idade 263
Táboa 10: Relación de docentes entrevistados e perfil profesional 264
Táboa 11: Número de visitantes contabilizados durante visitas ao Areoso 275

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

LISTAXE DE ABREVIATURAS E ACRÓNIMOS

(AD) Anno Domini
(AWG) Anthropocene Working Group
(CGEA) Catálogo Galego de Especie Ameazadas
(DA) Dryas Antigo
(DOG) Diario Oficial de Galicia
(DR) Dryas Recente
(DSAS) Digital Shoreline Analysis System
(DXPN) Dirección Xeral do Patrimonio Natural
(D/O) Dansgaard-Oeschger
(EH) Evento Heinrich
(ENP) Espazo Natural Protexido
(ETX) Escala de Tempo Xeolóxico
(ENACW) Eastern North Atlantic Central Water
(GIA) Glacial isostatic adjustment
(GNSS) Global Navigation Satellite System
(GSSP) Global Boundary Stratotype Section and Point
(Hs) Altura significativa
(ICS) International Commission on Stratigraphy
(IPCC) Intergovernmental Panel on Climate Change
(IUGS) International Union of Geological Sciences
(LGM) Last Glacial Maximum
(LIC) Lugar de Interese Comunitario
(LOI) Loss On Ignition
(MDE) Modelo Dixital de Elevacións
(MIS) Marine Isotope Stages
(NAO) North Atlantic Oscillation
(NMM) Nivel Medio do Mar
(NMMG) Nivel Medio do Mar Global
(NMR) Nivel do Mar Relativo
(OCH) Óptimo Climático do Holoceno
(OSL) Luminescencia Opticamente Estimulada
(PCM) Período Cálido Medieval
(PDRN2000) Plan Director da Rede Natura 2000 de Galicia
(PIX) Pequena Idade de Xeo
(PMA) Preamar Máxima Astronómica
(PNOA) Plan Nacional de Ortofotografía Aérea
(QPI) Quecemento Post-Industrial
(Tp) Período onda
(TPM) Transición do Plistoceno Medio
(RECM) Raíz do Erro Cuadrático Medio
(snmma) sobre o nivel medio do mar actual
(SWAN) Simulating WAves Nearshore
(XIZC) Xestión Integrada de Zonas Costeiras
(ZEC) Zona de Especial Conservación
(ZEPA) Zona de Especial Protección para as Aves
(ZEPVN) Zona de Especial Protección dos Valores Naturais

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

CAPÍTULO I

INTRODUCIÓN E ÁREA DE ESTUDO

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

1.1 PRESENTACIÓN

A presente tese doutoramento foi realizada para a obtención do grao de Doutor en Xeografía pola Universidade de Santiago de Compostela (USC). Leva por título "*Morfodinámica, Reconstrución paleoambiental e Xestión do Illote Areoso (Ría de Arousa)"* e foi dirixa pola profesora Manuela Costa Casais e o profesor Ramón Blanco Chao, ambos pertencentes á Área de Xeografía Física (Departamento de Xeografía) da Universidade de Santiago de Compostela (USC).

A tese realizouse en formato monográfico, organizada en cinco capítulos: I-Introdución e área de estudo, II-Morfodinámica, III-Reconstrución paleoambiental, IV-Xestión e conservación e V-*Conclusions*. A estes cinco capítulos engádense os apartados VI-Referencias e VII-Anexos.

As tres liñas de investigación principal que aborda esta tese presentan diferentes estados de desenvolvemento no contexto da investigación xeográfica galega. O estudo paleoambiental dos depósitos costeiros é unha liña madura, que se leva a traballar de forma continuada dende a década de 1990 pola Área de Xeografía Física da Universidade de Santiago de Compostela (USC). A morfodinámica en medios sedimentarios costeiros foi abordada por outras disciplinas das ciencias da terra dende a década de 1980, pero en xeografía non acada certa continuidade ata comezos do século XXI. Por último, a xestión e conservación de espazos naturais protexidos costeiros é unha liña de investigación aínda incipiente, da que non existe un gran corpus teórico no contexto galego.

A investigación do illote Areoso comeza a finais da década de 1980 dende o eido arqueolóxico, derivado do interese científico e a elevada densidade de estruturas prehistóricas identificadas. Os primeiros traballos realizados dende a perspectiva xeográfica lévanse a cabo no marco do Proxecto de Investigación "*Cambios geomorfológicos, ambientales y ocupación humana en el Holoceno medio y final en la costa atlántica del NW de la Península Ibérica*" CSO2014-55816-P (Ministerio de Economía y Competitividad; 2015-2017), do que foi investigador principal Ramón Blanco Chao e membro do grupo de investigación Manuela Costa Casais, e no que se enmarca a xénese da presente investigación. O achegamento do autor ao proxecto, e polo tanto á investigación xeográfica de Areoso, vinculase á elaboración do seu Traballo de Fin de Grao (TFG) e Traballo de Fin de Máster (TFM). A complexidade e o interese científico da temática abordada suscitou a necesidade de analizar a problemática con maior profundidade, e cuxos resultados, dirímense na presente tese de doutoramento.

Durante o desenvolvemento da tese contouse coa financiación das *"Axudas de apoio á etapa predoutoral nas universidades do Sistema Universitario de Galicia, nos organismos públicos de investigación de Galicia e noutras entidades do Sistema galego de I+D+i para o exercicio 2019"* (ED481A-2019/015) da Xunta de Galicia, vinculadas ao Departamento de Xeografía e aos grupos de investigación RODA (GI-1667) e GEMAP (GI-1243) da USC.

Para optar á "Mención Internacional do Doutoramento" o capítulo VI-*Conclusions* está redactado integramente en inglés. Tamén foi realizada unha estadía no *Dipartimento di*

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Scienze della Terra da *Università di Pisa* (Italia) baixo a titoría da profesora Marta Pappalardo.

1.1.1 XUSTIFICACIÓN

Na súa obra titulada *Physical geography and global environmental change*, Slaymaker & Spencer (1998) conclúen que entre os temas fundamentais que debe abordar a xeografía física están:

- A interpretación dos sistemas ambientais en todas as escalas, tanto espaciais coma temporais.
- Determinar a resiliencia de ditos sistemas ante perturbacións, incluídas as actividades humanas.

Baixo esta perspectiva, o illote Areoso eríxese coma un enclave de elevado potencial científico, pois a súa configuración e realidade convérteno nun sector propicio para a investigación xeográfica:

- Trátase dun pequeno enclave insular (8 Ha) situado no sector central da ría de Arousa, que presenta unha configuración xeomorfolóxica singular que non fora estudada con anterioridade.
- Posúe un elevado valor como xacemento arqueolóxico, tanto pola elevada densidade de estruturas e restos identificados, como pola situación nun ambiente costeiro.
- Presenta depósitos edafo-sedimentarios cuxa análise permite elaborar unha reconstrución paleoambiental do sector, relacionándoa cos cambios do nivel do mar e a ocupación prehistórica.
- Mostra elevadas taxas erosivas, que ameazan coa desaparición do sector non rochoso do illote e as propias estruturas arqueolóxicas.
- A súa transcendencia histórica, social e económica para os habitantes da Illa de Arousa.
- Vese afectado por unha importante presión turística durante a época estival, escenificando o complexo equilibrio entre uso público, actividade económica e conservación.

1.1.2 HIPÓTESES DE PARTIDA

A xeografía é unha ciencia de carácter holístico destinada ao coñecemento dos fenómenos e procesos que afectar ao territorio. Dende esta perspectiva, a hipótese de partida desta investigación pode sintetizarse nunha cuestión: é preciso a integración de aspectos físicos e sociais como base da xestión dos medios costeiros?

De forma máis específica, á hora de analizar a problemática do illote Areoso, aparecen tres cuestións concretas que deberán ser abordadas ao logo desta tese. A primeira circunscríbese á posible relación das elevadas taxas erosivas de Areoso co cambio climático e/ou á presión turística. Unha segunda cuestión repara na necesidade de establecer a relación

entre cambios nas condicións ambientais, a subida do nivel do nivel do mar e a actividade humana dende época prehistórica, na evolución paleoambiental do sector. Por último, é preciso reflexionar sobre a conveniencia as actuais figuras de protección para implementar un novo modelo de xestión en Areoso.

1.1.3 OBXECTIVOS

O obxectivo fundamental é o avance na investigación morfodinámica e paleoambiental en sectores costeiros, a través do estudo do illote Areoso e a súa contorna. Asemade, realízase un estudo dos aspectos patrimoniais, sociais, económicos e xurídicos, permitindo así, obter unha visión integral da realidade de Areoso. Este coñecemento permite elaborar unha proposta de xestión para o sector. Baixo esta visión global, pódense definir unha serie de obxectivos concretos:

- Identificar e analizar os factores naturais e antrópicos que interveñen na dinámica costeira e nos procesos erosivos que afectan ao illote do Areoso dende finais do século XX, e a súa comparación co entorno inmediato, a illa de Arousa.
- Determinar a tendencia da liña litoral a curto e medio prazo, e o seu posible efecto sobre o propio sistema.
- Realizar unha interpretación e reconstrución paleoambiental baseada no estudo de secuencias edafo-sedimentarias, tanto de Areoso como da illa de Arousa, que permitan coñecer a evolución do sector dende o Holoceno Medio.
- Vincular a evolución paleoambiental cos cambios do nivel do mar e a ocupación prehistórica.
- Posta en valor do patrimonio natural e da xeodiversidade de Areoso.
- Estudar as relación entre diferentes actores territoriais de Arousa: administracións, sociedade civil, poboación local e visitantes. Centrándose en establecer o vinculo histórico dos habitantes de Arousa co Areoso e o impacto do turismo nas últimas décadas.
- Definir un modelo de xestión onde se procure o equilibrio entre o uso público, actividade económica e conservación, incluíndo posibles medidas de rexeneración.

1.1.4 ESTRUTURA

A tese divídese en 5 capítulos máis un apartado de referencias e outro de anexos. Os principais eixos de investigación organízanse en tres capítulos (II-Morfodinámica, III-Reconstrución paleoambiental, IV-Xestión e conservación), cada un deles seguindo a estrutura clásica dunha investigación científica (Introdución, Materiais e métodos, Resultados, Discusión e Conclusións).

Capítulo I. Introdución e área de estudo: o capítulo introdutorio inclúe a presentación xeral da investigación, antecedentes sobre a investigación costeira e unha análise multiescalar da área de estudo.

Capítulo II. Morfodinámica: este capítulo aborda o contexto sedimentario e morfodinámico da área de estudo. Analízase a evolución da liña litoral de Areoso e da illa de Arousa a través dunha secuencia de fotogramas e ortofotografías aéreas, batimetría e perfís acústicos. Realízase unha comparación das taxas de erosión/progradación entre ambos sectores e interprétase as causas que levaron a desestabilización de Areoso dende a década de 1980.

Capítulo III. Reconstrución paleoambiental: a través da análise de sete secuencias edafo-sedimentarias realízase unha interpretación paleoambiental do sector dende o Holoceno Medio. Os resultados permiten diferenciar catro fases ambientais, vinculándoas á subida do nivel do mar e o seu impacto nas sociedades prehistóricas que ocuparon esta área. Os cambios na sedimentación permiten identificar o comezo da fase final da transgresión holocena, cando o nivel do mar relativo acadou unhas cotas semellantes ás actuais.

Capítulo IV. Xestión e conservación: neste capítulo abórdanse aspectos relacionados coa xestión de espazos naturais costeiros e a posta en valor da súa xeodiversidade. Realízase unha análise holística do illote Areoso, integrando os aspectos patrimoniais, socioeconómicos, históricos e administrativos. Analízase á problemática sobre a presión turística e o efecto da erosión na conservación do illote. Finalmente deseñase unha proposta de xestión destinada a manter un equilibrio entre o uso público, a actividade económica e a conservación.

Capítulo V. *Conclusions*: de acordo á normativa de Mención internacional do doutoramento, este apartado redáctase integramente en inglés. Nel sintetízanse as principais conclusións obtidas na investigación.

Incorpórase un epígrafe para as referencias empregadas, seguindo o Estilo APA sétima edición (APA, 2020). Finalmente, no apartado de Anexos, aparecen recollida información complementaria e táboas cos datos das analíticas e procedementos realizados nos epígrafes correspondentes. A publicación dos datos xerais en aberto non é soamente unha medida de transparencia científica, senón que facilita a súa comparación con outros estudos, actuais e futuros, e mesmo a súa reinterpretación, podendo resultar de interese para ao desenvolvemento doutras investigacións.

1.1.5 PROCEDEMENTO METODOLÓXICO XERAL

O método científico é o conxunto de regras destinadas á creación e verificación de teorías científicas (Achinstein, 2004). Xa na Grecia Clásica, filósofos coma Tales de Mileto, Sócatres, Platón ou Aristóteles advirten a necesidade de seguir un método baseado en regras ou axiomas. Pero non sería ata a revolución científica da Idade Moderna cando se propoñen os primeiros métodos científicos modernos como o racionalismo de Descartes, o método experimental de Galilei, o empirismo indutivo de Newton ou método indutivo-dedutivo de Bacon (Achinstein, 2004; de Hoyos Benítez, 2020). Esta tese abórdase dende unha perspectiva hipotético-dedutiva, empregando metodoloxías propias das ciencias da terra (esencialmente cuantitativas) e das ciencias sociais/humanidades (esencialmente cualitativas).

Cada un dos capítulos que conformar o corpo desta investigación (II, III e IV) teñen o seu apartado metodolóxico correspondente, clarificando a relación entre métodos empregados e resultados. Non obstante, débense ter en conta algunhas consideracións específicas:

- Algúns acrónimos e siglas mantéñense en inglés por ser de uso moi estendido no eido científico (*e.g*. LGM, NAO, MIS, LOI).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Para simplificar o marco cronolóxico, empréganse as siglas BP (*Before Present*) para referirse a "anos antes do presente [1950]"; e AD (*Anno Domini)* para referirse a "anos despois de Cristo [1]".
- Para cifras superiores aos 4 díxitos, emprégase separador de miles (espazo en branco), facilitando a lectura (*e.g*. 11 700 BP).

1.1.6 PUBLICACIÓNS

Segundo o artigo 34 da *Resolución do 8 de setembro de 2020 pola que se ordena a publicación do Regulamento de estudos de doutoramento da Universidade de Santiago de Compostela* en caso de reprodución total ou parcial dunha ou máis publicacións será preciso un relación das publicacións, engadindo os índices de calidade, a contribución do doutorando e indicando o capítulo onde se reproducen os contidos. De acordo a esta resolución, indícanse os artigos parcialmente reproducidos nesta tese.

- Blanco-Chao, R., Cajade-Pascual, D. & Costa-Casais, M. (2020). Rotation, sedimentary deficit and erosion of a trailing spit inside ria of Arousa (NW Spain). *Science of The Total Environment*, 749, 141480.

  Cuartil Q1 en Ciencias Ambientais. Índice de impacto 9,8.

  Contribución do doutorando: investigación, análise de datos, escritura e revisión do manuscrito.

  O contido desta publicación reprodúcese parcialmente no Capítulo II.

  A política da revista permite a súa reprodución nas Teses doutorais de autores e coautores. https://www.elsevier.com/about/policies/copyright/permissions

- Cajade-Pascual, D., Blanco-Chao, R. & Costa-Casais, M. (2021a). Caracterización y evolución de la franja litoral de a Illa de Arousa (Pontevedra). En J. L. García (Ed.), *Libro de trabajos aportados al XXVII Congreso de la Asociación Española de Geografía* (pp. 769-781). Asociación Española de Geografía.

  Publicación non indexada.

  Contribución do doutorando: conceptualización, investigación, metodoloxía, análise de datos, escritura e revisión do manuscrito.

  O contido desta publicación reprodúcese parcialmente no Capítulo II.

  Publicación *Open Access* dispoñible no repositorio da USC. http://hdl.handle.net/10347/29221

- Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. & Taboada, T. (2023). Sea-level change and human occupation over 6000 years on Areoso Island (Ría de Arousa, NW Iberian Peninsula). *Environmental Earth Sciences*, 82(11), 1-12

  Cuartil Q2 en Ciencias Ambientais. Índice de impacto 2,8.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Contribución do doutorando: conceptualización, investigación, metodoloxía, análise de datos, escritura e revisión do manuscrito.

O contido desta publicación reprodúcese parcialmente no Capítulo III.

Publicación *Open Access. http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/*

1.2 A INVESTIGACIÓN EN ÁREAS COSTEIRAS

Nas últimas décadas a poboación mundial tendeu a concentrarse nas áreas costeiras, provocando un aumento da presión á que se someten estes espazos. As costas son zonas de interfase entre o mar, o continente e a atmosfera, cuxo elevado dinamismo reflíctese nunha gran variedade de ambientes e ecosistemas. O impacto das actividades humanas, unido a un contexto global de subida do nivel do mar, apreman ao estudo dos procesos e dinámicas naturais que caracterizan estes ambientes, como medio para comprender a súa adaptación e evolución futura. A investigación dos medios costeiros contribúe, á súa vez, a definir os eixos principais que deben abordar as políticas de planificación e xestión, como base para a súa axeitada conservación.

1.2.1 OS CONCEPTOS DE COSTA E LITORAL

Os elementos e sistemas naturais son medios dinámicos cuxa delimitación non sempre é clara, senón que tenden a establecerse gradientes e transicións (ecotono) coma no caso dos sistemas costeiros. Neste senso, o sector próximo á ribeira do mar tende a denominarse de forma xenérica coma *costa*, cuxa definición pode simplificarse á zona na que conflúen de maneira dinámica o océano, os continentes e a atmosfera (Bird, 2008; Blanco-Chao et al., 2000; Kay & Alder, 2017; Morales & Pérez-Alberti, 2019; Woodroffe, 2002). O termo *litoral* tamén é moi empregado por algunhas disciplinas científicas para referirse a ese mesmo espazo. En España, os termos litoral e costa empréganse frecuentemente coma sinónimos na linguaxe coloquial para referirse a un espazo xeográfico concreto, pero de límites laxos (Barragán, 2004). O dicionario da Real Academia Galega (González González, 2023) considéraos sinónimos, definindo ambos coma a *zona de terra que está próxima ao mar, así como a do mar próxima á terra*. Esta falta de concisión é extensible á linguaxe científica, no que a terminoloxía empregada adoece de precisión (Suárez de Vivero, 1999). Nos textos legais, o termo costa está vencellado á unha franxa relativamente estreita no contacto entre a terra e o mar, namentres litoral empregase para referirse a superficies máis amplas cara o continente (Barragán, 2004).

Dentro da xeografía convive unha visión dual. A definición de litoral dende a perspectiva xeomorfolóxica, acouta o litoral a unha estreita franxa cuxa amplitude depende da incidencia directa do mar. Bird (2008) delimítao ao espazo comprendido entre a baixamar máxima e a zona de incidencia da ondada durante as tormentas. De forma semellante, Davidson-Arnott et al. (2019) definen o litoral coma a área onde a acción da ondada ten capacidade de transporte do sedimento (Figura 1). Unha segunda visión aposta por asimilar o litoral a un espazo xeográfico de concepción máis ampla e integradora, cuxa delimitación debe basearse en aspectos físicos, ecolóxicos, socio-económicos, culturais e administrativos, adaptándose mellor aos estudos de ordenación do territorio (Galán, 1999; Suárez de Vivero, 1999; Zoido et al., 2000). Neste senso, Ortega (1992) define o litoral coma "*un lugar de encontros, unha*

interfase, unha encrucillada de procesos xeomorfolóxicos, hidrolóxicos, climáticos e biolóxicos, e de actividades e intereses humanos". Esta visión integradora pode parecer, *a priori*, a opción máis propicia, pero adoece dunha utilidade xeográfica ao manter límites difusos para ambos termos. Aínda que actualmente na investigación costeira, salvo cuestións xurídico-administrativas, tense asumido o uso indiscriminado de ambos termos con relativa impunidade, semella conveniente o establecemento dunha división conceptual entre costa e litoral.

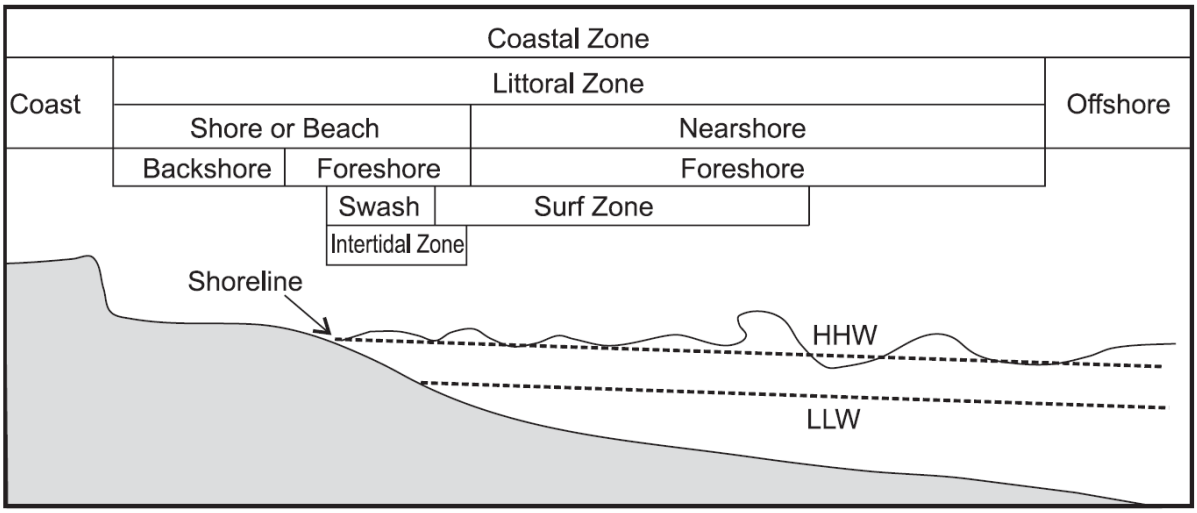


Figura 1: Delimitación da zona costeira segundo Davidson-Arnott et al. (2019). O litoral (Littoral Zone) correspóndese coa área onde a acción da ondada ten capacidade de transporte do sedimento, namentres a zona costeira (Coastal Zone) abarca unha área máis ampla de límites difusos. Fonte: Davidson-Arnott et al. (2019).

Baixo esta premisa, proponse a delimitación do termo *litoral* dende unha perspectiva xeomorfolóxica, namentres *costa* empregaríase para referirse a un espazo xeográfico máis amplo e de límites difusos (Kay & Alder, 2017; Woodroffe, 2002), onde interveñan aspectos físicos, ecolóxicos, socio-económicos, culturais e administrativos, tal e como se exemplifica na definición de zona costeira de Carter (1988):

> *A zona costeira é aquel espazo no que o medio terrestre inflúe no medio mariño (ou lacustre) e viceversa. A zona costeira é de amplitude variable e pode cambiar no tempo. A delimitación dos límites zonais non resulta normalmente posible, a miúdo porque tales límites están marcados por un gradiente ou transición ambiental. En calquera localidade, a zona costeira pode ser caracterizada de acordo a criterios físicos, biolóxicos ou culturais. Estes criterios non precisan coincidir, e de feito, rara vez o fan.* (p. 1)

A asunción da perspectiva xeomorfolóxica para definir o litoral non significa que os seus limites xa se clarifiquen *per se,* pois existen diferentes *proxies* para a súa zonificación (acción das mareas, zona de acción da ondada, límite da fronte dunar, límite da vexetación, etc.), e que pode adaptarse segundo a natureza da investigación ou da área de estudo. Non obstante, considérase que a delimitación de Davidson-Arnott et al. (2019) e a máis axeitada para costas sedimentarias, ao circunscribir o litoral á área onde a ondada ten capacidade de transporte do sedimento. Así o seu límite mariño situaríase na profundidade de peche (*depht closure*) onde a ondada perde capacidade de mobilización do sedimento (Figura 2); namentres o límite

terrestre acadaría o rango de acción máximo das ondas en condición de tormenta, polo que se incluirían as dunas incipientes (*foredunes)* e os corredores de inundación (*washover*). Por último, compre definir liña litoral (*Shoreline*) (Figura 1), que se refire especificamente á interface terrestre-mariña, polo que se trata dun límite dinámico, que muda en función das ondas e das mareas. Na práctica téndese a empregar unha posición promedio (Boak & Turner, 2005), cuxo rango (temporal e lonxitudinal) dependerá da natureza da investigación ou estudo. Pola contra, a definición de liña costeira é máis difusa, aínda que tende a vencellarse ao límite das mareas altas habituais ou da marxe terrestre, que soamente se inunda en episodios excepcionais (Bird, 2008).

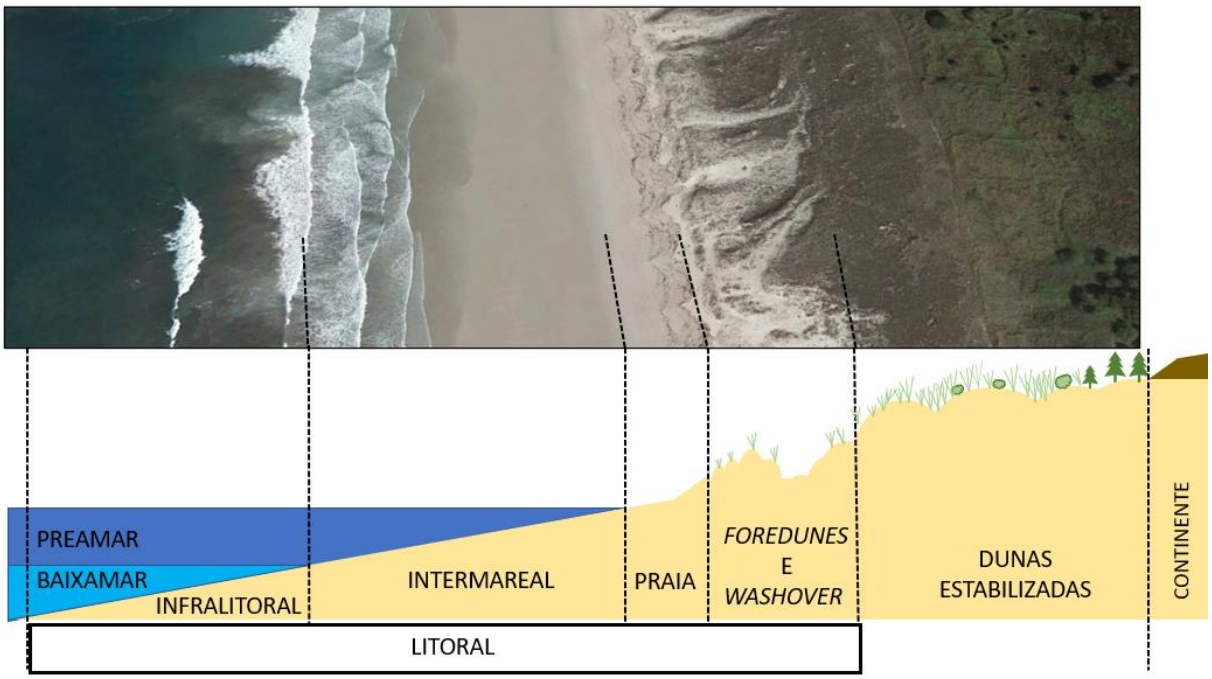


Figura 2: Delimitación da área litoral, cuxo límite mariño situaríase á profundidade onde a ondada perde a capacidade de transporte do sedimento. Entre o límite inferior e a baixamar, denomínase infralitoral. O intermareal ocupa a área entre os límites da baixamar e da preamar máximas normais. A praia esténdese dende o límite do infralitoral ata o límite coa duna. As foredunes son cordóns dunares incipientes que tenden a ser erosionados durante eventos de forte ondada, mentres que os washover son corredores formados pola penetración mariña dentro do sistema dunar, cuxa entrada máxima sinala o límite superior de acción da ondada durante eventos extraordinarios. Fora do rango da ondada xa non se considera litoral.

1.2.2 A INVESTIGACIÓN COSTEIRA EN GALICIA

A costa é un elemento fundamental para Galicia, tanto dende o punto de vista territorial coma social, pois a súa significación paisaxística, ecolóxica, cultural e socioeconómica é innegable. Esta transcendencia pon de manifesto a necesidade do seu estudo, dende múltiples ópticas, que permitan coñecer a realidade e as problemáticas que existen nas zonas costeiras. A investigación da costa galega téñense realizado dende diferentes perspectivas: ecolóxica (*e.g.* Bode et al., 2003, 2006; Carballeira et al., 2015, 2018; Castillejo, 1983; Cobelo-García et al., 2012; Otero et al., 2023; Rosón et al., 1995, 2008), fisiográfica (*e.g.* Birot & Sole, 1954; Blanco-Chao & Pérez-Alberti, 1996a, 1996b; Blanco-Chao et al., 1994; Costa-Casais et al., 2007; Gómez-Pazo & Pérez-Alberti, 2023; Loureiro & Matía, 2001; Morales & Pérez-Alberti, 2019; Nonn, 1966; Pazos, 2001; Pérez-Alberti, 1982), paisaxística (*e.g.* Blanco-Chao et

al., 2000; Borobio Sanchiz & García García, 2012; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; de Luaces & Schröder, 2022; Martins Rodal, 2019; Paül & Labraña, 2013), planificación e xestión (*e.g.* Cajade-Pascual et al., 2019b; Félix-Massa, 2018; Gómez-Pazo et al., 2020; López-Bedoya & Pérez-Alberti, 2006b; Soto & Parada, 2013) e socio-económica (*e.g.* Aldrey-Vázquez, 1997; Félix-Massa, 2019; Pérez-Sánchez, 1997).

Nas últimas décadas dende as ciencias da terra estanse a abordar unha ampla variedade de temáticas centradas nos sistemas costeiros galegos, afondando no seu coñecemento e analizando as principais problemáticas. Algunhas destas temáticas son:

As condicións oceanográficas e hidrolóxicas (*e.g.* Álvarez et al., 2005; Ferreira et al., 2022; Fontán-Bouzas et al., 2022; Grajal, 1980, 1990; Martí & Miragaya, 1997).

A evolución xeotectónica (*e.g.* Carlé, 1949; Cotilla Rodríguez & Córdoba Barba, 2003; Lotze, 1945; Martínez-Graña et al., 2000; Méndez & Rey, 2000; Méndez & Vilas, 2005; Pagés, 2000; Pagés & Vidal-Romaní, 1998; Pannekoek, 1966, 1970; Parga Peinador, 1969; Pérez-Alberti, 1982, 2021; Santanach, 1994; Torre Enciso, 1954; Vilas et al., 2019; Viveen et al., 2014).

O modelado costeiro (*e.g.* Asensio Amor & Grajal, 1981, 1982; Bergillos et al., 2020; Bisdom 1967; Blanco-Chao, 2019; Blanco-Chao & Pérez-Alberti, 1996a, 1996b; Blanco-Chao et al., 1994, 1996a, 1996b, 1998, 2005, 2006, 2007; Costa-Casais, 2008; Costa-Casais et al., 2015; Feal-Pérez, 2012; Feal-Pérez et al., 2009; Gómez-Pazo, 2022; Gómez-Pazo & Pérez-Alberti, 2015; Gómez-Pazo et al., 2021a, 2021b; López-Bedoya et al., 2003; López-Bedoya & Pérez-Alberti, 2006; Nieto Freire & Vidal Romaní, 1989; Pérez-Alberti & Blanco-Chao, 2005; Pérez-Alberti & Gómez-Pazo, 2019; Pérez-Alberti & López-Bedoya, 2003; Pérez-Alberti et al., 1997, 1998a, 2000, 2002, 2009).

A posta en valor dos elementos patrimoniais (*e.g.* Cajade-Pascual et al., 2021b; Canosa, 2015; Carballeira et al., 2015; Costa-Casais & Caetano Alves, 2012, 2013, 2015; Costa-Casais & Domínguez-Almansa, 2018; Costa-Casais et al., 2015; López-Romero et al., 2015a, 2017; Mañana-Borrazás et al., 2020).

A reconstrución paleoambiental (*e.g.* Alonso et al., 2003; Alonso & Pagés, 2000, 2007, 2010; Arce-Chamorro et al., 2021b, 2022a, 2022b, 2022c; Asensio Amor, 1985; Bao et al., 2007; Blanco-Chao & Costa-Casais, 2001; Blanco-Chao et al., 2002, 2003, 2008, 2009, 2017, 2019; Brosche, 1982, 1983; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2021b, 2023; Cano et al., 1997; Cartelle, 2019; Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2022; Clemente et al., 2004a, 2004b; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais & Caetano Alves, 2013; Costa-Casais et al., 1994, 1996a, 1996b, 2002, 2003, 2007, 2008a, 2012b; Costas, 2006; Costas et al., 2009; Díaz-Fierros et al., 1989; Feal-Pérez, 2012; Feal-Pérez et al., 2009, 2011, 2014; Franz, 1967; García-García et al., 2005; Gómez-Orellana et al., 1998, 2007, 2013, 2021; González-Villanueva et al., 2009, 2015; de Jong & Poortman, 1970; Martínez-Graña et al., 2000; Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997; Martínez-Cortizas et al., 1996a; Mas-Llinàs del Torrent et al., 2022; Nombela et al., 2005; Pérez-Alberti, 2000; Pérez-Alberti et al., 1998b, 1999, 2000; Pérez-Arlucea et al., 2007; Saa & Díaz-Fierros, 1983, 1986, 1988; Sáez et al., 2018; Santos & Vidal Romaní, 1993; Santos et al., 1993, 2001; Trenhaile et al., 1999; Tallón-Armada et al., 2013, 2015).

A sedimentoloxía e dinámicas morfosedimentarias (*e.g.* Alcántara-Carrió et al., 2002; Alejo et al., 1999, 2005; de Almeida et al., 2019; Alonso et al., 2000; Álvarez Vázquez et al., 2002; Asensio Amor & Grajal, 1983; Alejo & Vilas, 1988; Alejo et al., 1990, 2000, 2022; Almécija et al., 2008, 2009; Asensio Amor & Catoira, 1985, 1986; Bernabeu et al., 2012; Blanco-Chao et al., 1998, 2016, 2018, 2020, 2022; Cajade-Pascual et al., 2022; Clemente et al., 2004; Costas, 2006; Costas & Alejo, 2007; Costas et al., 2005, 2006a, 2006b; Delgado et

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

al., 2002; Flor, 1984; González-Villanueva et al., 2007, 2011, 2013, 2022; Grajal & Asensio Amor, 1982; Grajal & Macías, 1984; Méndez Martínez et al., 2011; Mir-Gual et al., 2015; Nombela & Vilas, 1990; Pérez-Alberti & Trenhaile, 2015; Pérez-Alberti et al., 2021; Pérez-Arlucea et al., 2005, 2009, 2011; Queralt et al., 2002; Rey et al., 2006; Rodríguez et al., 1985, 1987; Rodríguez-Martínez et al., 2015; Vilas, 1981, 1982; Vilas et al., 1986). Incluíndo os cambios na liña costeira (*e.g.* Blanco-Chao & Gómez-Rey, 2018; Blanco-Chao et al., 2009, 2015; Cajade-Pascual et al., 2021a; Costas & Alejo, 2007; Gómez-Pazo, 2023; Gómez-Pazo et al., 2019; Gómez-Rey & Blanco-Chao, 2019; González-Villanueva et al., 2022, 2023; Horacio et al., 2015; Lorenzo et al., 2007; Pérez-Alberti et al., 2011a; Soriano-González et al., 2022).

Fronte a esta variedade temática, tamén existe unha elevada diversidade dos ambientes costeiros estudados, podéndose sintetizar en:

Cantís sedimentarios (*e.g.* Alonso & Pagés, 2000, 2007; Blanco-Chao & Costa-Casais, 2001; Blanco-Chao et al., 2002, 2009, 2019; Brosche, 1982, 1983; Cajade-Pascual et al., 2021a; Cano et al., 1997; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais & Caetano Alves, 2013, 2014, 2015; Costa-Casais & Domínguez-Almansa, 2018; Costa-Casais et al., 1994, 1996a, 1996b, 2002, 2003, 2007, 2008a, 2012b; Feal-Pérez, 2012; Feal-Pérez et al., 2009, 2011, 2014; Franz, 1967; Gómez-Orellana et al., 1998, 2007, 2013; Horacio et al., 2015; de Jong & Poortman, 1970; Martínez-Graña et al., 2000; Pérez-Alberti, 1997, 1998b, 1999, 2000, 2002, 2009; Saa & Díaz-Fierros, 1988).

Costa rochosa (*e.g.* Asensio Amor & Grajal, 1981, 1982; Bergillos et al., 2020; Blanco-Chao & Pérez-Alberti, 1996a, 1996b; Blanco-Chao et al., 1994, 1996a, 1996b, 2003, 2008; Costa-Casais, 2008; Costa-Casais et al., 2015; Feal-Pérez, 2012; Gómez-Pazo & Pérez-Alberti, 2015, 2021; Gómez-Pazo et al., 2021b; López-Bedoya et al., 2003; Nieto Freire & Vidal Romaní, 1989; Pérez-Alberti & Blanco-Chao, 2005; Pérez-Alberti & Gómez-Pazo, 2019; Pérez-Alberti et al., 1998a, 2000, 2011a, 2009). Incluíndo os estudos centrados nas plataformas litorais (*e.g.* Asensio Amor & González Martín, 1987; Blanco-Chao et al., 2003, 2005, 2006, 2007; Feal-Pérez, 2012; Feal-Pérez et al., 2009, 2011, 2014; Gómez-Pazo, 2021a; Trenhaile et al., 1999).

Estuarios e outras zonas húmidas costeiras (*e.g.* Alejo et al., 1990; Alonso & Pagés, 2010; Alonso et al., 2003; Arribas et al., 2010; Asensio Amor & Grajal, 1983; Clemente et al., 2004b; Díaz-Fierros et al., 1989; Grajal & Macías, 1984; Méndez Martínez et al., 2011; Nombela et al., 2005; Pérez-Arlucea et al., 2005, 2007; Saa & Díaz-Fierros, 1983; Santos & Vidal Romaní, 1993; Santos et al., 1993; Vilas, 1981, 1982; Vilas et al., 1986).

Praias de cantos ou "coídos" (*e.g.* Blanco-Chao et al., 2005, 2006, 2007, 2022; Gómez-Pazo, 2022; Gómez-Pazo & Pérez-Alberti, 2022; Pérez-Alberti & Blanco-Chao, 2005; Pérez-Alberti & López-Bedoya, 2003; Pérez-Alberti & Trenhaile, 2015; Pérez-Alberti et al., 1998a, 2009; Rodríguez-Martínez et al., 2015).

Praias e sistemas praia-duna (*e.g.* Alcántara-Carrió et al., 2002; Alejo & Vilas, 1988; Alejo et al., 2005, 2022; Alonso et al., 2000; Álvarez Vázquez et al., 2002; Bernabeu et al., 2012; Blanco-Chao, 2019; Blanco-Chao & Gómez-Rey, 2018; Blanco-Chao et al., 2015, 2016, 2017, 2018, 2020; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2019b, 2021b, 2022, 2023; Costa-Casais et al., 2012b; Costas et al., 2006a; Delgado et al., 2002; Flor, 1984; Flor et al., 2004; Gómez-Orellana et al., 2021; Gómez-Pazo, 2023; Gómez-Pazo et al., 2019; Gómez-Rey & Blanco-Chao, 2019; González-Villanueva et al., 2007; 2022; Grajal & Asensio Amor, 1982; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; López-Bedoya & Pérez-Alberti, 2006a, 2006b; Lorenzo et al., 2007; Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997; Martínez-Cortizas et al., 1996a; Mas-Llinàs del Torrent et al., 2022; Mir-Gual et al., 2015; Nombela & Vilas, 1990;

USC COMPOSTELA

Pérez-Alberti et al., 2021; Queralt et al., 2002; Rey et al., 2006; Rodríguez et al., 1985, 1987; Soriano-González et al., 2022; Vilas et al., 1986).

Sistemas barreira-lagoa e lagoas costeiras (*e.g*. Almécija et al., 2008, 2009; de Almeida et al., 2019; Bao et al., 2007; Carballeira et al., 2015; Cobelo-García et al., 2012; Costas, 2006; Costas & Alejo, 2007; Costas et al., 2005, 2006a, 2006b, 2009; Gómez-Pazo et al., 2020; González-Villanueva et al., 2009, 2011, 2013, 2015, 2022, 2023; Otero et al., 2023; Pérez-Arlucea et al., 2009, 2011; Saa & Díaz-Fierros, 1986; Sáez et al., 2018; Santos et al., 2001).

1.3 CONTEXTUALIZACIÓN XEOLÓXICA E XEOMORFOLÓXICA

Se temos en conta que a configuración xeolóxica e estrutural determina en gran medida os procesos xeomorfolóxicos que afectan a un sector (Pérez-Alberti et al., 2009), resulta apropiado ofrecer unha síntese dos principais aspectos que definen a formación e a evolución do relevo actual. Sobre esta cuestión existe unha profusa base teórica, onde destaca o papel do *Instituto Geológico y Minero de España* (IGME), como institución científica encargada do estudo no eido xeolóxico a nivel nacional. No caso galego, débese salientar as aportacións realizadas polo Instituto Xeolóxico de Laxe, fundado en 1940 por Isidro Parga Pondal, que a través dos seus *Cuadernos* publicou unha basta produción científica centrada na xeoloxía galega e no Hercínico Peninsular.

Os primeiros estudos xeolóxicos do NO peninsular foron iniciados en 1832 polo xeólogo de orixe alemán Guillermo Schulz, quen en 1834 publica o *Mapa Petrográfico del Reyno de Galicia* (Parga-Pondal, 1966). Esta obra será empregada como base do coñecemento xeolóxico de Galicia ata mediados do século XX, cando aparecen novas investigacións que permiten un avance significativo neste eido. Esta recuperación é consecuencia, principalmente, da creación do Laboratorio Xeolóxico de Laxe (destacando o *Mapa geológico del NO de la Península Ibérica* obra de Parga Pondal en 1965) e das investigacións levadas a cabo por universidades estranxeiras, nomeadamente as neerlandesas (*e.g*. Den Tex, 1961; Von Raumer, 1961; Riemer, 1963; Pannekoek, 1966, 1970). Outros estudos, dende unha concepción morfoestrutural (*e.g*. Birot & Sole, 1954; Butzer 1967; Carlé, 1949; Hernández-Pacheco, 1949; Mensching, 1961; Nonn, 1966; Sos-Baynat, 1965; Torre Enciso, 1954; Vidal Box, 1941), asentan progresivamente as bases sobre a evolución xeolóxica e xeomorfolóxica de Galicia.

1.3.1 A BASE DO RELEVO GALEGO: O MACIZO IBÉRICO

Un importante número de autores (*e.g.* Loureiro & Matía, 2001; Martín-Serrano, 1989; Vidal Romaní et al., 1998; Yepes, 2002) empregaron o adxectivo "antigo" á hora de definir o relevo galego. Este razoamento deriva, presumiblemente, do feito de que a litoloxía do NO peninsular está dominada por afloramentos de orixe paleozoica e, en menor medida, precámbrica; ao que de debe engadir a escasa importancia cuantitativa de materiais do Mesozoico e do Cenozoico (Vidal Romaní et al., 1998). Porén, está visón romántica e simplista, empregada para ilustrar a evolución xeolóxica de Galicia, pode ser sintomática dun déficit epistemolóxico (Martín-Serrano, 1989; Horacio, 2014; Díez Fernández et al., 2016) no relativo á historia xeolóxica e xeomorfolóxica. Para comprender a orixe do relevo galego debemos comezar polo basamento fundamental: o Macizo Ibérico.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

A finais do Precámbrico, o segmento continental equiparable á actual Península Ibérica, localizaríase nun dos extremos do continente Gondwana. Esta marxe continental activa acabaría co peche do océano Rhieco e a colisión entre as masas continentais de Gondwana e Laurasia, incluíndo as microplacas de Armórica e Avalonia (Figura 3). Esta colisión formaría unha extensa cadea oroxénica denominada Oróxeno Varisco Europeo (Martínez-Catalán et al., 2009; Pérez-Estaún et al., 2004). O basamento que aflora na Península Ibérica (Macizo Ibérico) sería parte deste Oróxeno Varisco Europeo, que se mantería unido ao Oróxeno Apalachense ata a rotura de Panxea e a apertura do Atlántico (Díez Fernández et al., 2016; Martínez-Catalán et al., 2009). O Macico Ibérico (tamén denominado *Hespérico* ou *Hercínico*) estendese polo oeste ibérico e está constituído por materiais pre-mesozoicos, cuxa primeira descrición coma unidade tectónica foi realizada por Staub (1926).

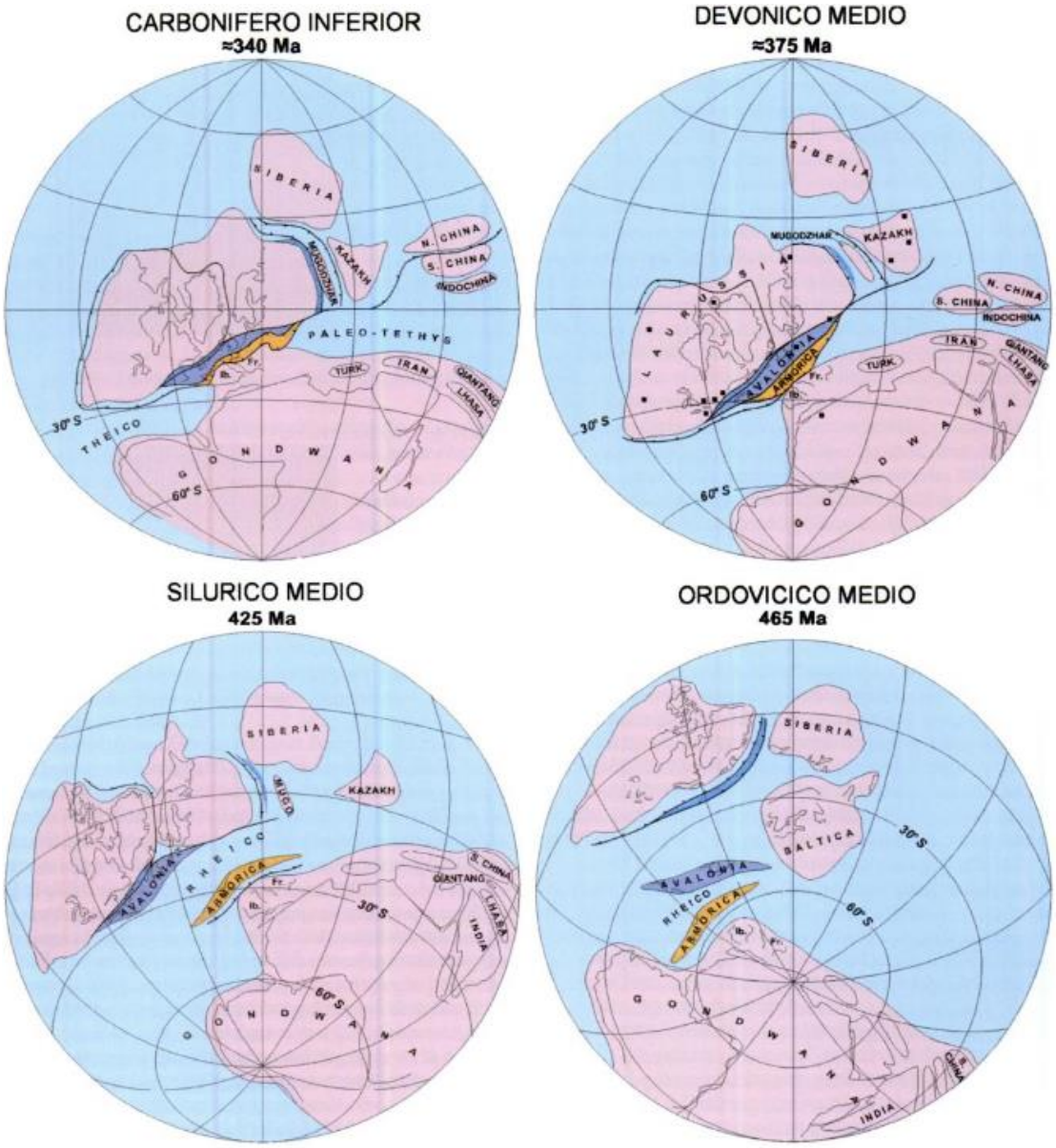


Figura 3: Formación do Oróxeno Varisco Europeo como resultado da colisión continental de Gondwana e Laurasia. Na figura tamén se representa a posición aproximada do segmento continental que conformaría o Macizo Ibérico (Ib.). Fonte: Pérez-Estaún et al. (2004).

A xeneralización da tectónica de placas partir da década de 1960, supuxo unha nova concepción do Macizo Ibérico e, progresivamente, fóronse propondo diferentes modelos xeodinámicos para definir a súa evolución (Ribeiro et al., 1990). Segundo Martínez-Catalán et al. (2009) e Pérez-Estaún et al. (2004) este basamento cortical formado por materiais do Proterozoico Superior (Precámbrico) ao Carbonífero, foi deformado, metamorfizado e inxectado por granitoides durante a Oroxénese Varisca (ou Hercínica). Unha oroxénese é a consecuencia dunha profunda remobilización da codia continental provocada pola converxencia de placas tectónicas. A Oroxénese Varisca é a denominación empregada para referirse ao conxunto de procesos que afectaron á codia continental, do que na actualidade se corresponde con Europa occidental e o NO de África durante o Paleozoico Superior, causado pola converxencia e colisión dos antigos continentes de Laurasia e Gondwana. O período de actividade estendeuse uns 80 millóns de anos, entre o Devoníco e o Pérmico (fai ~370-290 Ma), mobilizou o basamento sobre o que se asentaban as marxes continentais, xerou unha nova codia por fusión parcial da anterior, engadiu fragmentos de codia e mantos oceánicos, erosionou e sedimentou boa parte da codia de recente creación, deformando a maioría destes novos sedimentos.

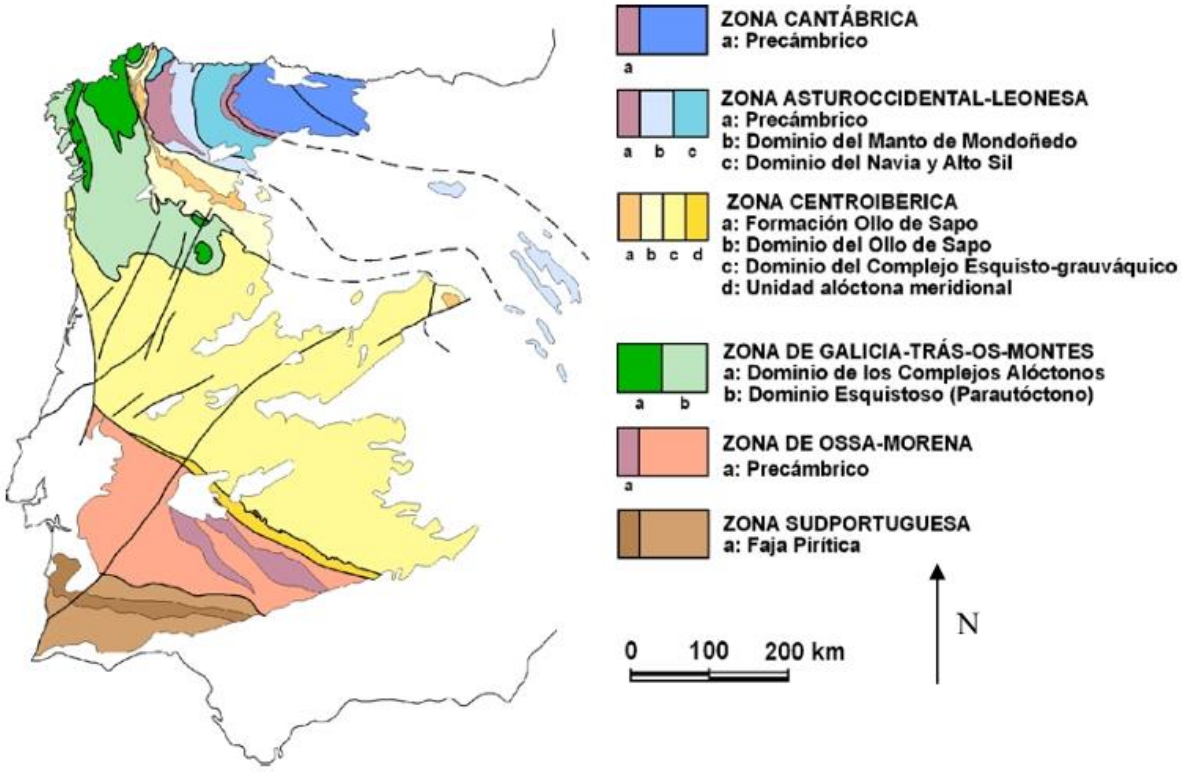


Figura 4: División do Macizo Ibérico segundo Pérez-Estaún et al. (2004).

Aínda que a estrutura do Macizo Ibérico é principalmente resultado da Oroxénese Varisca, tamén se identifican deformacións anteriores, como as unidades alóctonas superiores (*e.g.* Cabo Ortegal), cuxo metamorfismo de alto grao dátase en ~410-390 Ma (Díez Fernández et al., 2016; Pérez-Estaún et al., 2004). As diferenzas litolóxicas e estruturais levaron a Lotze (1945) a propoñer a súa división en seis zonas, que posteriormente sería modificadas por outros autores (*e.g.* Julivert et al., 1972; Farias et al., 1987; Arenas et al., 1988). Segundo o consenso actual, o sector occidental de Galicia pertence á Zona de Galicia-Trás-os-Montes,

namentres o sector oriental encádrase entre as zonas Asturoccidental-Leonesa e a Centroiberica (Figura 4). A Zona de Galicia-Trás-os-Montes divídese en dous dominios: o xistoso (*Domino Esquistoso Parautóctono*) está constituído fundamentalmente por rochas metamórficas de carácter félsico; namentres os complexos alóctonos (*Dominio de los Complejos Alóctonos*) están dominados por rochas básicas e ultrabásicas, que aparecen superpostos tectonicamente ao *Dominio Esquistoso* (Díez Montes, 2006; Díez Montes et al., 2014).

Durante a Oroxénese Varisca producíronse varias fases de deformación. As fase principal caracterízase pola aparición dun patrón de facturación seguindo as dirección dos esforzos compresivos N-S, NO-SL e NL-SO, que aínda se poden apreciar hoxe no relevo galego (Parga Peinador, 1969; Pazos, 2001; Pérez-Alberti et al., 2000; de Vicente & Vegas, 2009; Viveen et al., 2012b). A fase final da oroxénese (Carbonífero-Pérmico) caracterízase pola intrusión de corpos magmáticos que provocaron o metamorfismo do material circundante. Simultaneamente, tamén se rechearían as fracturas tardihercínicas con diques de cuarzo, pórfiro, diabasa ou pegmatita (Martín-González et al., 2014; Yepes, 2002).

1.3.2 DO MESOZOICO Á OROXÉNESE ALPINA

A comezos do Mesozoico as condicións xeotectónicas dominantes eran distensivas, e o Macizo Ibérico vese afectado por unha superposición de ciclos erosivos, que dan coma resultado unha paisaxe conformada por diferentes superficies de aplanamento (Cotilla Rodríguez & Córdoba Barba, 2003; Nonn, 1966; Pagés & Vidal-Romaní, 1998; Trenhaile et al., 1999; Viveen et al., 2012b). A finais do Xurásico comeza a apertura o Atlántico e durante o Cretáceo ten lugar a separación da subplaca Ibérica tras a apertura do Golfo de Biscaia (Vergés et al., 2019; Vissers & Meijer, 2012). A apertura do Atlántico relaciónase co sistema de fracturas N-S e NL-SO que se estende polo sector occidental do macizo Galaico (Martín-González & Heredia, 2011; Pérez-Alberti, 2004, 2021). A partir do Cretáceo Superior a colisión entre a subplaca Ibérica (por empuxe da Africana) e a placa Euroasiática desencadeou a Oroxénese Alpina, cuxa actividade estenderase ata o Mioceno. Como consecuencia da actividade compresiva, orixínase un levantamento ao longo de todo o borde setentrional da Península Ibérica, formándose a cordilleira cantábrico-pirenaica. O Macizo Galaico configúrase como a terminación occidental desta cadea montañosa, provocando a reactivación das fracturas variscas e o levantamento/afundimento de bloques tectónico (Martín-González, & Heredia, 2011; Pérez-Alberti, 1982, 1990, 2000; Rey, 1991). Durante o Oligoceno Superior e o Mioceno prodúcese unha importante actividade tectónica, divida en varias fases (Martín-González & Canora, 2019; Martín-González & Heredia, 2011; Pérez-Alberti, 1982, 1990; de Vicente & Vegas, 2009). A tectónica postalpina mantívose activa ata o Plistoceno (Blanco-Chao et al., 2002, 2003; Martín-González et al., 2014), e actualmente (Holoceno) Galicia forma parte dunha marxe estable (Pérez-Alberti, 2004). Non obstante, a actividade sísmica de baixa e media intensidade rexistrada no sector occidental do Macizo Galaico, revelan a existencia de sistemas de falla activos (Martín-González, 2009; Martín-González & Canora, 2019; Martín-González et al., 2012; de Vicente et al., 2011).

Aínda que o basamento galego ten a súa orixe principalmente no Oróxeno Varisco, posteriormente ten sufrido profundas modificacións, que reactivaron parcialmente as liñas estruturais variscas. Existe, polo tanto, un control estrutural das megaformas, e un litolóxico das meso e microformas (Peréz-Alberti, 2001). Este panorama tectónico-estrutural pode definirse coma un complexo crebacabezas de bloques basculados e cubetas inclinadas cara o

mar (Martín-Serrano, 1989). A concepción tradicional da morfoxénese estrutural galega, denominada *morfoloxía en teclas de piano* (Hernández-Pacheco, 1949) basease na fractura e afundimento de bloques corticais (*horts-graben*) coma resultado dunha tectónica distensiva (Birot & Sole, 1954; Martín-Serrano, 1989; Nonn, 1966; Pannekoek, 1966, 1970; Pérez-Alberti, 1982, 1990, 1993, 2001). Outro grupo de autores relacionan a presenza de fallas inversas e cabalgamentos cun réxime tectónico compresivo (Boillot, 1986; Monge, 1987; Olmo Sanz, 1985; Santanach, 1994; Vergnolle, 1990), resultante da subdución cortical oceánica no sector cantábrico (Malod et al., 1982) (Figura 5). Ante esta dicotomía, outros estudos comezan a diferenciar un comportamento compresivo no sector setentrional-oriental e distensivo na fachada atlántica (Pagés & Vidal-Romaní, 1998; Twidale & Vidal-Romaní, 1994; Vidal-Romaní et al., 1998) o que explicaría os relevos levantado no norte e a morfoloxía das rías occidentais (Yepes, 2002). Os esforzos compresivos tamén se poden relacionar coa xénese das cuncas terciarias no sector norte e oriental (Santanach, 1994; Vidal-Romaní et al., 1998).

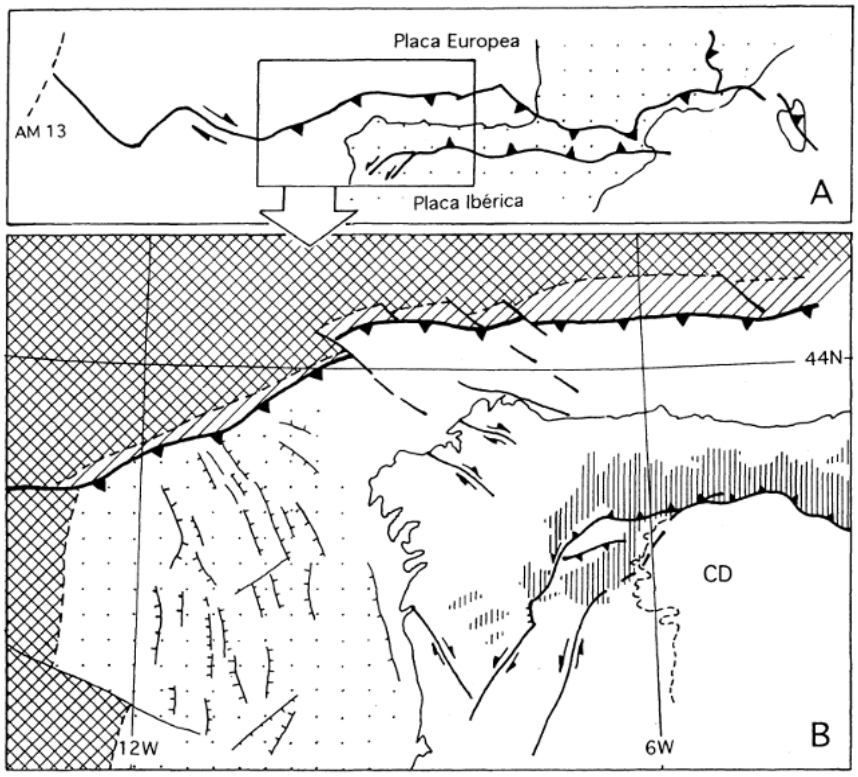


Figura 5: Esquema das principais fracturas terciarias do NO da Península Ibérica. A) Situación do Oróxeno Cantábrico-Pirenaico entre as placas Europea e Ibérica. B) A placa europea está representada pola codia oceánica do golfo de Biscaia (trama cuadriculada). Ao norte do límite das placas (fronte de subducción) sitúase o prisma de acrección (trama raia diagonal). No sector occidental identifícase a codia continental adelgazada (trama punteada) con fallas normais N-S herdadas do rifting atlántico. No interior continental identifícanse as principais fallas e cabalgamentos pirenaicos. Fonte: Santanach (1994).

1.3.3 A FORMACIÓN DAS RÍAS BAIXAS

O termo *ría* aparece xa reflectido na edición de 1495 do *Vocabulario Hispano-Latino* de Elio Antonio Nebrija, no que se fai equivaler a "porto de río, *ostium fluminis*" (Nebrija Nebrija, 1951). O seu emprego foi moi limitado ata o século XVIII, cando se expande o seu uso, pero cunha definición aínda difusa (Martins Rodal, 2019). Para Méndez & Rey (2000) a

súa xeneralización relacionase co seu uso para designar un ámbito xeográfico concreto, que a Real Academia Española (1780) definía coma "*la parte del rio á la entra en el mar*". Aínda que o uso era común na cartografía dos séculos XVIII e comezos do XIX, carecía dunha definición nítida coma concepto científico. Na segunda metade do século XIX, diferentes propostas intentan definir *ría*, pero cuxa delimitación aínda se relaciona coa dinámica fluvio-mareal (Martins Rodal, 2019). Sería o xeomorfólogo prusiano von Richtofen (1886) o primeiro en vencellar a definición de *ría* á súa xénese: vales inundados de orixe non glaciar. Para von Richtofen a costa de rías é un tipo de costa transversal, onde as principais liñas estruturais cortan perpendicularmente á liña de costa, polo que as rías galegas non serían, neste senso, verdadeiramente típicas fronte a outros exemplos descritos en Gran Bretaña, China ou Irlanda (Hails, 1982; Pannekoek, 1966; Torre Enciso, 1954). Polo tanto, von Richtofen non introduciu o termo *ría*, como se ten afirmado tradicionalmente (*e.g.* Loureiro & Matía, 2001), senón que foi o precursor da súa concepción científica actual. Outros autores, tamén teñen debatido sobre a definición de ría coma un concepto fisiográfico xeral, sen centrarse unicamente no caso das rías galegas. Fairbridge (1968) definiu as rías como "antigos vales fluviais inundados polo aumento do nivel do mar posglaciar", remarcando a súa natureza non glaciar e ter sido afectadas por erosión subaérea. Evans & Prego (2003) avogaron pola súa utilidade coma concepto xeolóxico e xeomorfolóxico, definindo as rías coma "vales incisos onde a zona estuariana pode desprazarse segundo os cambios climáticos". Aínda que a súa definición é obxecto de debate, non cabe dúbida de que *ría* é un concepto xeográfico referido a unha determinada morfoloxía costeira, no canto dun neotopónimo como teñen afirmado erroneamente outros autores (Paül & Labraña, 2013).

Na investigación de von Richtofen (1886) xa se menciona a actividade tectónica como un dos factores que interveñen na formación das rías, aínda que os definía como antigos vales fluviais. Schurtz (1902, como se citou en Pérez-Alberti, 2021) tamén vincula a inundación destes vales fluviais a movementos corticais. Posteriormente Scheu (1913, como se citou en Méndez & Rey, 2000) definen unha serie de hipóteses para a orixe das rías galegas, decantándose por unha primeira fase de levantamento tectónico, onde se encaixarían os ríos; e un posterior afundimento, momento no que se terían inundado os vales. Nunha liña semellante, Carlé (1949) reflexiona sobre a dificultade para explicar a orixe das rías galegas, confrontando o afundimento das desembocaduras fluviais fronte ao levantamento epiroxénico do resto do territorio. Torre Enciso (1954) chega á conclusión de que as rías galegas non presentan o mesmo grao de desenvolvemento, que depende en gran medida da evolución morfotectónica de cada sector. Dende esta perspectiva, foi o primeiro autor en propoñer unha clasificación das rías galegas en base a aspecto morfoestructurais, cuxo resultado divide a costa galega en tres sectores: rías altas, rías centrais (*centrales*) e rías baixas (*bajas)* (Figura 6). Así as rías altas (Ortigueira, Barqueiro e Viveiro) poderían asimilarse ás rías transversais definidas inicialmente por von Richtofen; namentres as rías de Foz e Ribadeo non poderían considerarse coma tales. As rías centrais, dende Cedeira ata Corcubión, presentarían un desenvolvemento moderado, mentres que as rías baixas serían as que presentarían un maior grao de desenvolvemento, indicativo dun marco xeográfico deprimido.

Durante as décadas de 1950 e 1960, o xeógrafo francés Hernri Nonn realizou unha profunda investigación da costa galega. A súa concepción sobre a xénese das rías pode sintetizarse, segundo Pérez-Alberti (2021), en tres tipoloxías diferentes. A primeira corresponderíase co tramo inferior dun val fluvial asolagado, onde a tectónica tería un papel limitado (principalmente as rías entre Ribadeo e Fisterra). A segunda tipoloxía encadraría ás rías (Rías Baixas) cuxa orixe vincúlase principalmente á tectónica (afundimento), pois os ríos non terían a capacidade para formar vales tan amplos. Por último, as rías de Arousa e Coruña

corresponderíanse con antigas cubetas terciarias anegadas. A finais da década de 1960, o xeólogo neerlandés A. J. Pannekoek (1966, 1970) realizou unha serie de estudos sobre a costa galega, centrada nas Rías Baixas. Este autor sinala como os ríos do sector meridional presentan un importante encaixamento ata practicamente a súa desembocadura, causada polo afundimento do *rift* N-S (depresión Meridiana) durante o Terciario final e comezos do Cuaternario. Posteriormente, tras coñecer os estudos de Nonn, Pannekoek (1970) matiza algunhas das súas consideracións iniciais, resolvendo que o relevo da Galicia occidental está controlados por sistemas de fractura tardihercínicos ou poshercínicos, de natureza distensiva, reactivados nalgúns casos durante o Terciario. Antes do Mioceno, as rías serían amplos vales elevados flanqueados por macizos montañosos. Ao final do Mioceno, o afundimento do sector comprendido entre a depresión Meridiana e a plataforma exterior inundou o sector inferior dos vales.

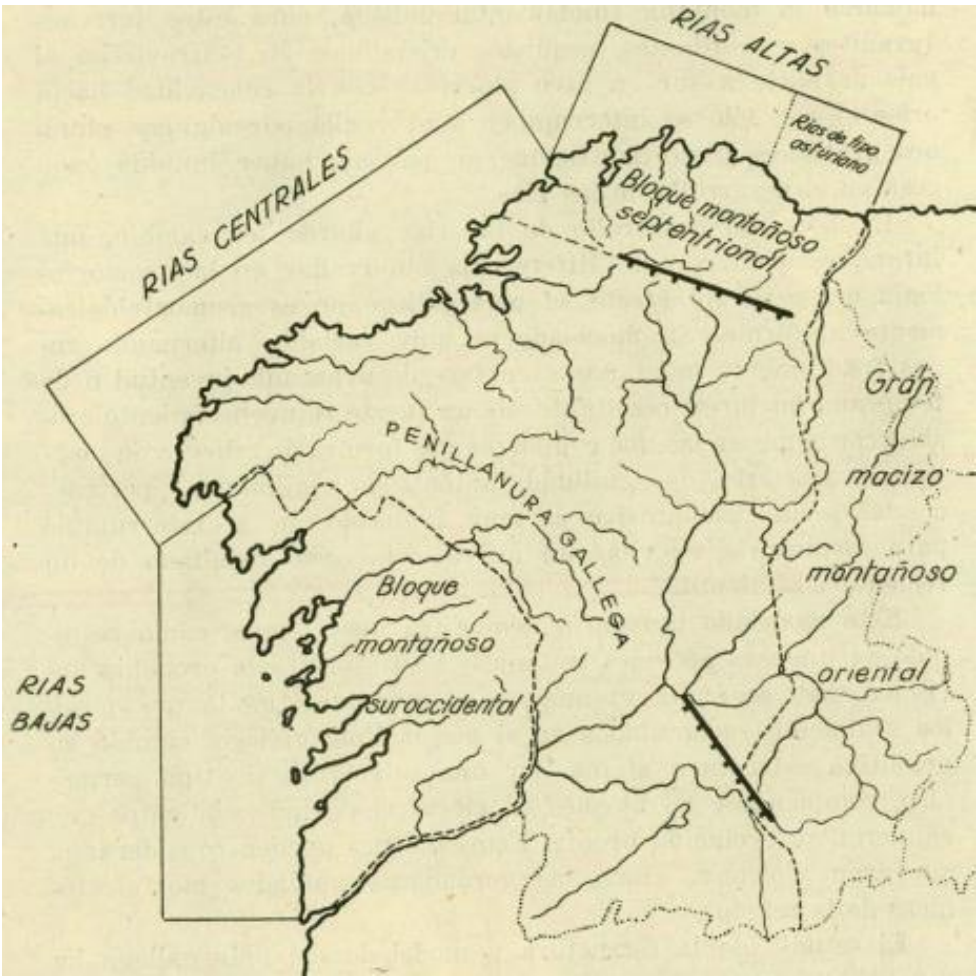


Figura 6: División das rías e marco estrutural de Galicia. Fonte: Torre Enciso (1954).

Nas décadas seguintes, sen abordar especificamente a xénese das rías, os estudos morfoestruturais sobre o NO peninsular (*e.g*. Arenas et al., 1988; Boillot, 1986; Farias et al., 1987; Julivert et al., 1972; Martín-Serrano, 1989; Malod et al., 1982; Monge, 1987; Olmo Sanz, 1985; Santanach, 1994; Vergnolle, 1990) permitiron definir de forma máis precisa a evolución tectónica de Galicia, e a súa relación coas principais formas do relevo. A partir de 1990, da man das tres universidades galegas e outros organismos de investigación, aumenta considerablemente a produción científica sobre estrutura e a evolución do relevo galego,

retomando o interese pola xénese das rías. Como xa se abordou no epígrafe anterior, existe un certo consenso sobre a tectónica distensiva (*rifting* atlántico) como principal factor estrutural no sector das Rías Baixas (Pagés & Vidal-Romaní, 1998; Pannekoek, 1966, 1970; Pérez-Alberti, 1982, 1990, 1993, 2001; Vidal-Romaní et al., 1998). Non obstante, mantense un debate sobre a evolución xeomorfolóxica posterior ao Mioceno, especialmente entre o papel das dinámicas fluviais e mariñas na súa configuración. Pagés (2000) relaciona a orixe das rías a dous eventos xeotectónicos: a apertura do atlántico dende finais do Mesozoico e a Oroxénese Alpina, entre o Oligoceno e o Mioceno. Como resultado, a rede hidrográfica tería basculado cara o oeste, provocando a creación de vales fluviais, os cales serían inundados durante as oscilacións glacioeustáticas cuaternarias.

Algúns estudos realizan unha revisión histórica sobre o estudo das rías galegas, pero sen aportar ningunha visión novidosa sobre a súa orixe (*e.g.* Méndez & Rey, 2000; Vilas et al., 2019). Diferentes estudos sobre os corpos sedimentarios do fondo das rías (Méndez & Vilas, 2005; Vilas et al., 2008, 2010; 2019), sinalaron a diferenza entre os estuarios e as rías, pois os primeiros estarían dominados pola dinámica das mareas, namentres as rías están dominadas por procesos relacionados coa ondada. Ademais estas presentan unha maior complexidade de ambientes, entre os que se poden incluir zonas estuarinas. Estes estudos non afondan na orixe das rías, senón na súa evolución posglacial, pero consideran de forma xeral, que se tratan de vales fluviais inundados pola subida do nivel do mar. Nunha liña semellante algún estudos (*e.g.* Cartelle, 2019; Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2022; Martínez-Carreño & García-Gil, 2017) definen as rías como *vales incisos compostos*, en referencia a configuración do recheo sedimentario, pero sen afondar na súa xénese. Todos estes estudos tenden sinalar a acción erosiva fluvial durante os períodos onde as rías permanecerían emerxidas (glaciacións cuaternarias), configurándose como vales fluviais. Para Pérez-Alberti (2021) esta máxima parece, cando menos, discutible, se temos en conta a escasa presenza de morfoloxías propias da erosión fluvial (terrazas fluviais) ou a notable diferenza entre a amplitudes dos vales fluvial actuais (Tambre, Ulla, etc.) e a das rías onde desembocan, o que necesariamente tería que vincularse a outros factores. Tamén se debe ter en conta a presenza de morfoloxías costeiras herdadas no interior das rías, coma as plataformas litorais (Blanco-Chao et al., 2003, 2007, 2019; Gómez-Pazo, 2021; Trenhaile et al., 1999). Baseándose nas reflexións de Pérez-Alberti (2021), podemos concluír que as rías son formas polixenéticas que terían evolucionado ao longo do Cenozoico e non simples vales fluviais inundados. O control estrutural, derivado da tectónica (apertura do Atlántico e Oroxénese Alpina), tería desempeñado un papel determinante na súa xénese, cuxa evolución posterior tería sido resultado da combinacións de procesos continentais, fluviais, costeiros e mariños.

1.4 ÁREA DE ESTUDO

A costa de Galicia ocupa o extremo NO da Península Ibérica, cuxa fachada atlántica abrangue dende o cabo Ortegal, ao norte, e o esteiro do río Miño, ao sur. O sector das Rías Baixas, entre as provincias de A Coruña e Pontevedra, está conformado polas rías de Muros e Noia, Arousa, Pontevedra e Vigo. A área de estudo da presente investigación situase na parte interna da ría de Arousa, onde se sitúa o illote Areoso e á súa contorna inmediata, a illa de Arousa (Figura 7). Administrativamente pertencen ao concello da Illa de Arousa (Pontevedra), sendo o único municipio de carácter insular de Galicia, dende a súa segregación do concello de Vilanova de Arousa en 1997. Areoso forma parte dun conxunto de illotes, cons e baixos denominados “Os Guidoiros”, “Os Xidoiros” ou “Os Jidoiros”, (Figura 7), situados

ao oeste da illa de Arousa. Segundo Moralejo Laso (1977) a palabra "Guidoiro" provén do gótico "*wida*", que se traduce literalmente por "guía" ou "guiadorio", e que podería facer aludir ao emprego dos illotes como referencias para a navegación. Na mesma liña, estudos posteriores (Sánchez Rei, 2013; Santamaría, 1991) conclúen que "Xidorios" e "Jidoiros" son formas incorrectas, derivadas posiblemente do uso da gheada. Outra teoría (Progael, 2014) defende que a súa etimoloxía podería vencellarse á da palabra "*Gaoth Dobhair*" /gi do:r´/, orixinaria do gaélico irlandés e que significa "esteiro". Así que "Os Guidoiros" sería tanto a denominación oficial como o forma máis axeitada para referirse a este sector. Na cartografía e na lexislación, os dous principais illotes denomínanse comunmente Guidoiro-Areoso e Guidoiro-Pedregoso, non obstante, esta forma non é empregada a nivel local, onde simplemente son nomeados coma O Areoso e O Pedregoso. Así, nesta investigación considérase a toponimia vernácula á máis axeitada para denominar ambos illotes.

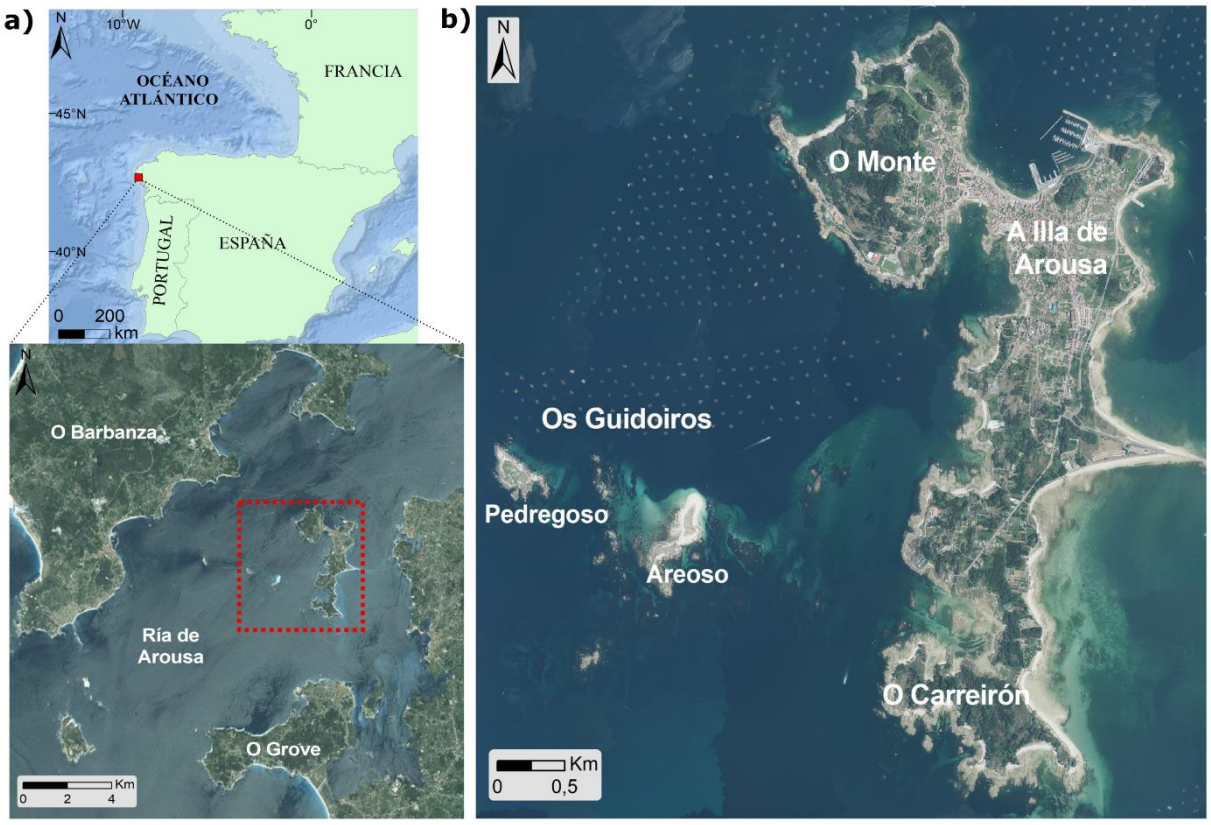


Figura 7: a) Localización da área de estudo, no sector interno da ría de Arousa. b) Os Guidoiros é un conxunto de illotes (Areoso e Pedregoso), cons e baixos situados ao oeste da illa de Arousa.

Areoso (42° 32′ 26,66″ N; 8° 54′ 01,42″ O) está situado a 1,5 km ao oeste de punta Quilma (illa de Arousa), ten unha lonxitude duns 650 m e apenas supera os 180 m de ancho, cunha superficie aproximada de 8 hectáreas. A pesar de estar sometido a unha forte presión antrópica, non existe constancia de que estivese habitado dende a ocupación do Neolítico. Está composto por dous sectores (norte e sur) unidos por un estreitamento (istmo) central (Figura 8), o cal chega a somerxerse totalmente na preamar durante os períodos de mareas vivas. O sector sur ten unha lonxitude de 270 m, unha anchura máxima de 170 m e unha altura máxima de 11 m snmm (sobre o nivel medio do mar). Basicamente é un afloramento rochoso cuberto por un manto eólico vexetado. Case toda a marxe litoral é rochosa, salvo as zonas de praia ao SL e o NO. O sector norte ten uns 320 m de longo, 210 m de anchura

máxima e ata 10 m de altura snmm. Trátase dunha frecha sedimentaria tipo *trailing spit* (Blanco-Chao et al., 2018, 2020) ou *comet tail* cuxa principal característica é que son formas desenvoltas nos flancos menos expostos (Bird, 2008). Así o sector sur actuaría como deflector do vento e da ondada dende o SO, permitindo a formación da frecha cara o N-NL. O sector norte correspóndese cun sistema praia-duna parcialmente fitoestabilizado, onde soamente son visibles algúns afloramento na zona de maior anchura. O lóbulo setentrional é un corpo sedimentario de elevado dinamismo. No flanco occidental, nas proximidades do istmo central, identifícase unha extensión de escasa pendente denominado sector Intermareal, onde aflora un sedimento orgánico.

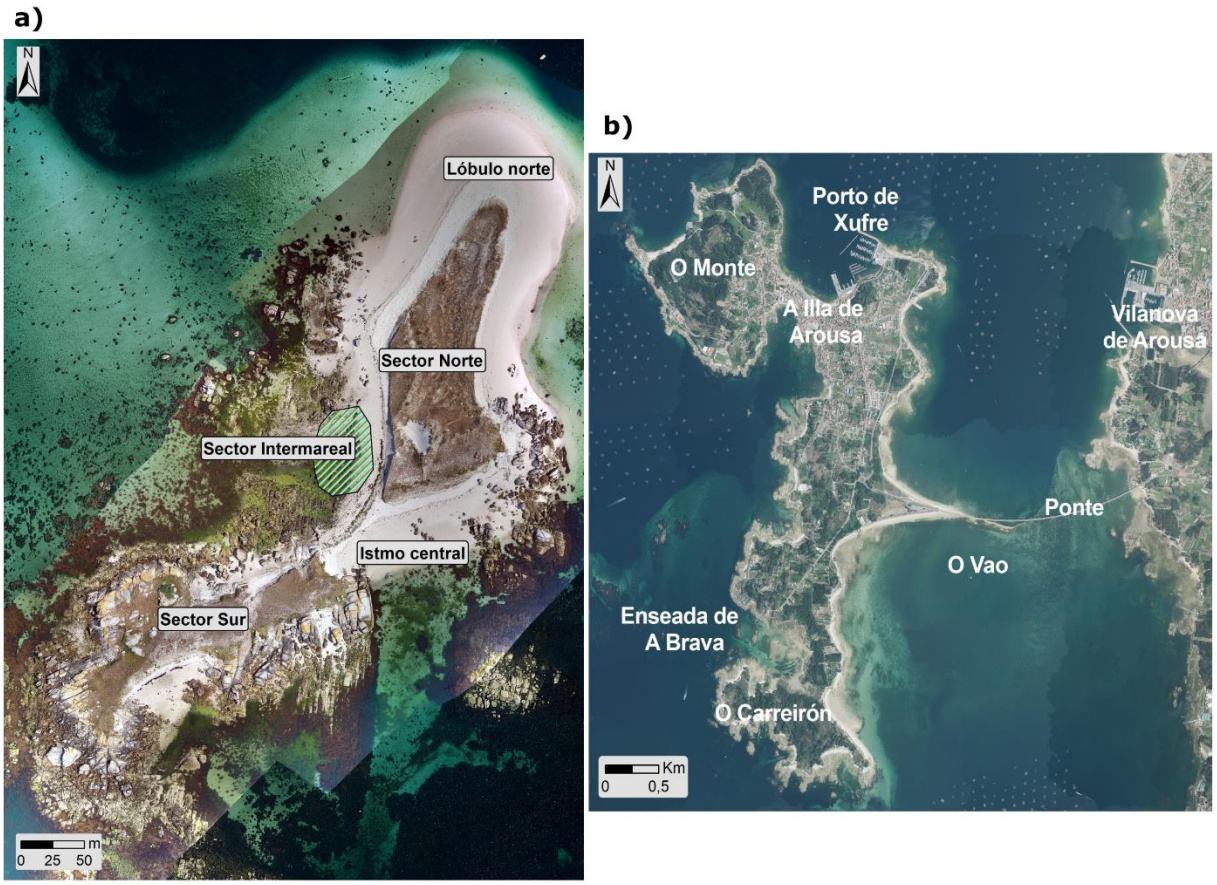


Figura 8: a) Sectorización do illote Areoso. b) Localizacións de interese para o estudo da illa de Arousa.

A 1,1 km ao oeste de Areoso atopamos o illote Pedregoso (Figura 7), de menor tamaño (6,5 ha) que o primeiro e conformado basicamente por un afloramento rochosos cuberto por un manto eólico vexetado, e cunha superficie de praia moi reducida. A área situada entre ambos illotes apenas acada os 5 metros de profundidade e está salpicada de numerosos afloramentos rochosos (cons). Non obstante, a maioría desta área está conformada por fondos sedimentarios cubertos por *mäerl* (Blanco Chao et al., 2016). O termo *mäerl* fai referencia á acumulación dunha serie de algas vermellas calcarías de vida libre (Algas coralinas: Orde *Corallinales*) como a *Phymatolithon calcareum* e a *Lithothamnion corallioides*. Son áreas de elevado valor ecolóxico e sumamente fráxiles debido á lentitude do seu crecemento, que na actualidade atópanse ameazadas debido á presión antrópica (Peña & Bárbara, 2004).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Aínda que o obxecto da tese céntrase no illote Areoso, a investigación tamén abarca a illa de Arousa, co fin de obter unha mellor caracterización do ámbito xeográfico de estudo, sen obviar a nítida vinculación histórica que existe entre a sociedade arousá e o Areoso. A illa de Arousa é a illa galega de maior superficie (6,9 km^2), aínda que dende 1985 está conectada ao veciño concello e Vilanova de Arousa por unha ponte de 2 km de lonxitude. O flanco oriental presenta unha liña litoral rectilínea dominada por praias, namentres no flanco occidental, máis exposto, presenta maior compartimentación, onde abundan os sectores rochosos separados por pequenas praias. No extremo meridional, sitúase a península do Carreirón, cuxo límite márcao a enseada da Brava. Esta península está declarada espazo natural protexido (Rede Natura e Zona Húmida Protexida), ao igual que os Guidoiros (Rede Natura), atopándose totalmente deshabitada. No extremo NO localízase a península do Monte, onde se acada a altitude máxima da illa (65 m snmm). Presenta unha morfoloxía abrupta, dominada por pequenos cantís rochosos e onde sobresae o areal da Secada, con case 450 m de lonxitude. O istmo entre esta península e o resto da illa é onde se sitúa a capital municipal e principal núcleo de poboación. A zona central da illa presenta unha topografía suave, sen grandes pendentes. A poboación concértase na metade norte, cun total de 4878 habitantes (IGE, 2022), aínda que esta cifra aumenta notablemente durante a época estival pola chegadas de veraneantes e turistas.

1.4.1 LITOLOXÍA E XEOMORFOLOXÍA

A ría de Arousa é a máis grande das rías galegas (~230 km^2), cunha lonxitude de 27 km e unha anchura na súa entrada duns 9 km. O Ulla é o río principal, cuxa desembocadura sitúase na parte máis interna da ría, namentres o río Umia desemboca nunha pequena enseada na marxe oriental. A súa fisiografía é complexa, segue unha dirección xeral NL-SO e está conformada por pequenas baías, enseadas, penínsulas e illas, cunha marcada compoñente estrutural (fracturas NO-SL e N-S). A súa profundidade máxima (-60 m), coincidente coa paleocanle do río Ulla, namentres a marxe oriental e o sector interno apenas superan os -20 m. O seu peche está parcialmente bloqueado polo arquipélago de Sálvora.

Dende o punto de vista xeolóxico, a ría de Arousa está conformada polo baseamento varisco (Macizo Ibérico), encadrándose na Zona de Galicia-Trás-os-Montes (Figura 4). Este basamento está constituído por rochas metamórficas intensamente pregadas e fracturadas durante a Oroxénese Varisca, e por rochas ígneas intrusivas (sistectónicas e postectónicas); que posteriormente serían afectadas polos proceso de apertura do atlántico e a Oroxénese Alpina (Pérez-Estaún et al., 2004; Rodríguez García, 2008). A principal unidade litolóxica deste sector é o batolito de Caldas de Reis (Abril Hurtado, 1985), que ocupa a maior parte da marxe oriental da ría, as illas e o extremo sur da península do Barbanza. Esta unidade está composta por granitoides calcoalcalinos con biotita dominante (Figura 9), emprazados con posterioridade ás deformacións variscas (~290 Ma), polo que non foron afectados polo metamorfismo nin os procesos de migmatización oroxénicos (González-Menéndez et al., 2019). Os granitoides alcalinos de dúas micas afloran no sector setentrional da ría e nas penínsulas do Barbanza e do Salnés. A súa orixe vencéllase ao metamorfismo rexional varisco (~325-310 Ma), que provocaron procesos de anatexia nos niveis profundos do oróxeno (González-Menéndez et al., 2019). As rochas metamórficas (xistos e gneises) aparecen principalmente na marxe occidental. Son materiais metasasedimentarios paleozoicos afectados pola intrusión dos granitos variscos (Abril Hurtado, 1985).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

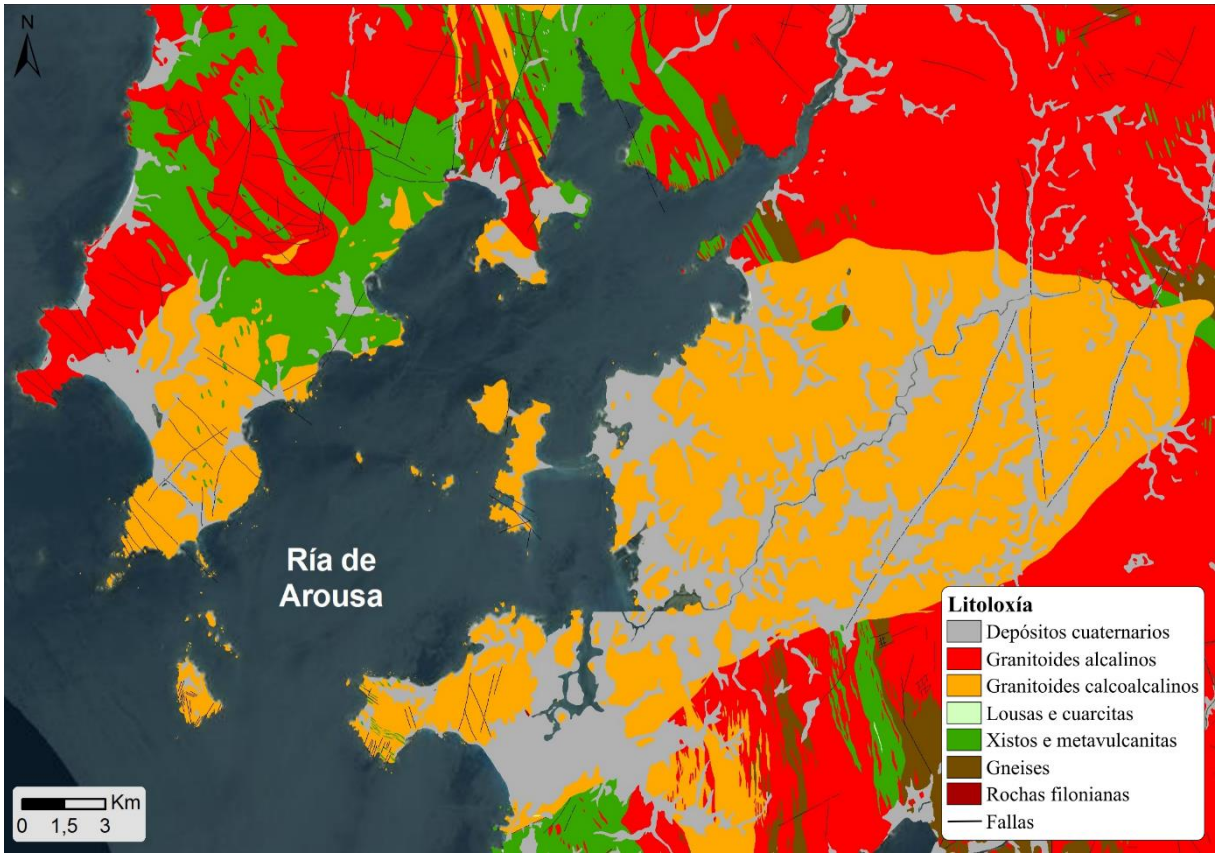


Figura 9: Litoloxía do sector de estudo. Cartografía realizada a partir da Síntese litolóxica de Galicia facilitada polo Instituto de Estudo do Territorio (Xunta de Galicia).

Tanto a illa de Arousa como Os Guidoiros forman parte do batolito de Caldas de Reis, correspondéndose con facies granodioríticas de dúas micas e grao medio-groso. Trátase dunha rocha ígnea calcoalcalina cunha temperatura de emprazamento elevada, que permite o crecemento dos cristais minerais. A asociación mineral máis frecuente é: cuarzo + feldespato potásico + plaxioclasas + mica, existindo substitución entre microclina e plaxioclasas, así como entre cuarzo e plaxioclasa (Galán Arias et al., 1981). No terzo setentrional da illa de Arousa afloran facies biotíticas de grao medio e facies de dúas micas de grao groso-moi groso. En Areoso o substrato correspondese con granitos de dúas micas e grao medio-groso, pouco ou nada orientado. No sector sur do illote aparecen uns pequenos afloramentos de cor avermellada, o cal se relaciona coa meteorización da biotita, que permite que o *Fe* se libere da estrutura do silicato e forme precipitados de oxihidróxidos (Taboada & García, 1999b).

Os Guidoiros forman parte estrutural da illa de Arousa, da que actualmente están separados por unha canle de aproximadamente 1,4 km de ancho cunha profundidade comprendida entre 5 e os 7 metros (Figura 10). A batimetría do sector mostra que ao norte dos Guidoiros a profundidade aumenta bruscamente ata acadar os 20-25 m baixo nmm. Cara o oeste, aparece unha escarpa de 30 m de profundidade, correspondente coa marxe oriental da paleocanle do río Ulla. O sistema de fracturas da illa de Arousa e de Areoso presentan tres direccións principais: N-S, NL-SO e NO-SL, que á vez definen a súa fisiografía (Figura 10). Todo o sector está fortemente diaclasado, condicionando a morfoloxía actual (Galán Arias et al., 1981). Este patrón de fracturas é propio de todo o sector occidental de Galicia, e cuxa xénese relacionase coa tectónica varisca e posvarisca (Martín-González & Heredia, 2011; Pérez-Alberti, 2004, 2021).

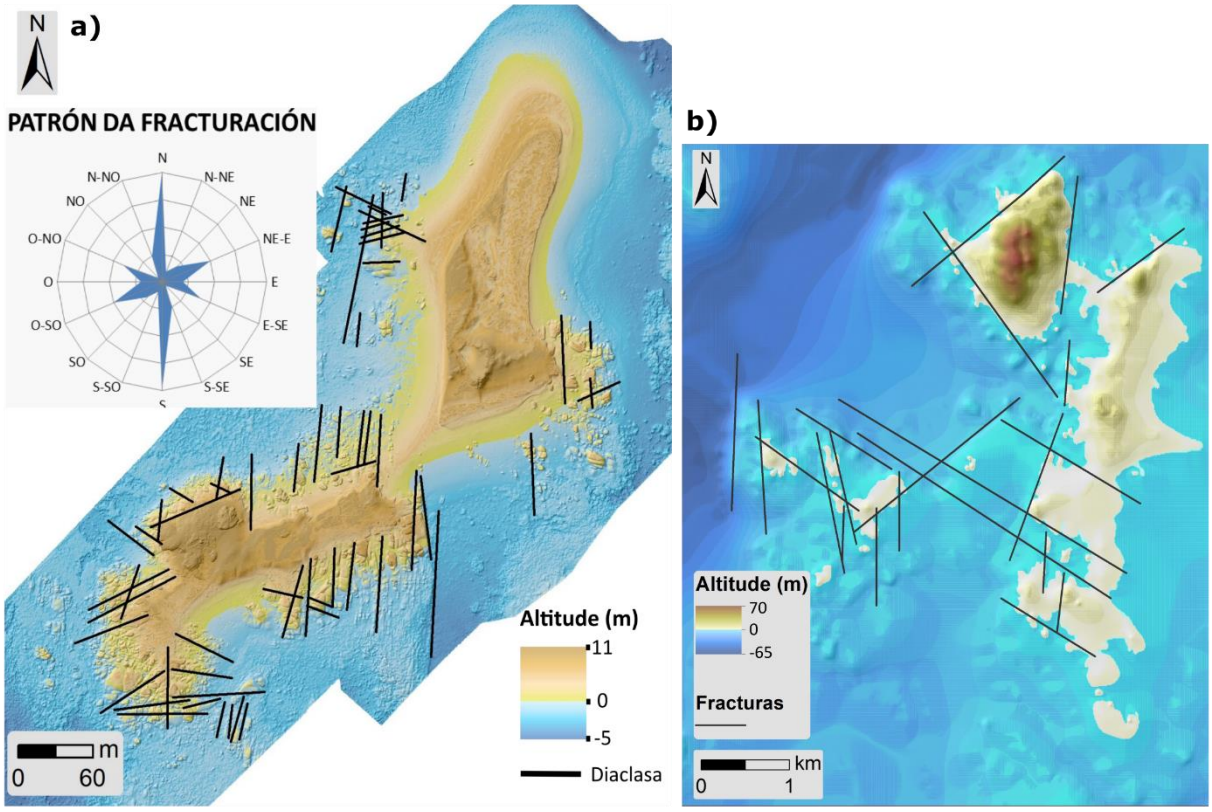


Figura 10: a) Patrón de diaclasado e topografía do illote Areoso. A dirección principal de fractura segue unha dirección N-S, mentres que as secundarias son ONO-LSL e NLL-OSO. B) Batimetría, topografía e disposición xeral do sistema de fracturas no sector de estudo.

1.4.2 CLIMATOLOXÍA

Debido á súa localización nas latitudes medias do hemisferio norte, Galicia atópase baixo o dominio da circulación xeral do oeste. Esta zona do noroeste europeo sitúase nunha encrucillada entre a influencia da Fronte Polar e as altas presións subtropicais, e que ademais se atopa aberta directamente ás masas de aire procedentes do Atlántico (Díaz-Fierros, 2008; Martínez-Cortizas & Pérez-Alberti, 1999). As situacións ciclónicas teñen unha procedencia SO, O e NO, namentres que as condicións de maior estabilidade (maiormente con compoñente NE) veñen ocasionada pola posición do anticiclón das Azores, que bloquea o paso das borrascas (Martí et. al., 2019; Creus et al., 1995). Existen varios patróns de variabilidade climática que afecta, ao NO peninsular, sendo o máis determinante a Oscilación do Atlántico Norte (NAO), que pode definirse como a diferenza de presión entre o anticiclón das Azores e a borrasca de Islandia. Así cando a NAO atópase nunha fase positiva, a circulación do oeste aumenta de intensidade cara o norte de Europa, provocando un descenso pluviométrico e altas temperaturas na Península Ibérica. Durante a fase negativa, os ventos do oeste diminúen a súa intensidade, pero as frontes inciden máis sobre o SO de Europa, aumentado as precipitacións. (Gómez-Gesteira et al., 2011; Tel, 2007).

As Rías Baixas presentan un clima con certas características propias. A orientación das rías (NL-SO) permite a entrada das masas de aire cargadas de humidade, que unido aos resaltes orográficos preto da costa, aumenta precipitación (>1500 mm/anuais), especialmente

nas zonas altas e nas ladeiras. Este sector goza dunha maior insolación e temperaturas máis elevadas ca outros puntos da costa galega, sobre todo na época estival. A compoñente principal do vento é oeste ou suroeste, mentres que no verán domina o nordés (N-NL-NO) (Martí et. al., 2019; Martínez-Cortizas & Pérez-Alberti, 1999). Estas características levan a diferenciar o clima desta área como unha subclase dentro do clima oceánico galego. A primeira zonificación climática de Galicia cun certo rigor é a de Rodolfo García en 1975 (Díaz-Fierros, 2008), que aplicando a clasificación Climática de Koppen, definiu o clima das Rías Baixas como Oceánico mediterráneo de verán suave (Csb). De forma semellante, Gómez-Gesteira et al. (2011) caracterizaron as condicións climáticas da fachada atlántica galega coma un clima marítimo con verán suaves e invernos chuviosos.

1.4.3 OCEANOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA

Dende o punto de vista oceanográfico, o NO da Península Ibérica vese afectado pola Deriva do Atlántico Norleste (ENACW, *Eastern North Atlantic Central Water*), que tramite a enerxía (calor) das augas máis cálidas do Atlántico occidental. Existen dúas vertentes da ENACW de diferente orixe, que converxen na marxe galega (García-Moreiras, 2017; Varela et al., 2005): a ENACWst, que está formada por auga subtropical (máis cálida e salgada) e a ENACWsp, de orixe subpolar (máis fría e de menor salinidade) (Figura 11). A circulación superficial está controlada polo Sistema de Correntes de Portugal (PCS, *Portugal Current System*), que inverte a súa dirección de fluxo entre o verán (cara o sur) e inverno (cara o norte) (García-Moreiras et al., 2019a; Varela et al., 2005). Así, cando na costa occidental galega sopran os ventos de compoñente N-NL, principalmente durante a primavera e o verán, prodúcese o desprazamento (*transporte de Ekman*) da masa de auga superficial cara mar aberto, e permitindo o afloramento de augas profundas (ENACW) máis frías e ricas en nutrientes cara a superficie (Bode et al., 2003, 2006; Rosón et al., 1995, 2008).

A hidrodinámica das rías caracterízase por unha circulación de tipo estuarino, modulada por correntes de alta frecuencia (horas a días), xeradas por ventos locais e correntes de marea de baixa frecuencia (López et al., 2001; Martínez-Carreño & García-Gil, 2017; Prego et al., 2001). Non obstante, as correntes de circulación probablemente non sexan o factor principal no transporte de sedimentos nas rías, xa que a ondada desenvolve un papel fundamental na mobilización de sedimentos (Rey et al., 2005; Oberle et al., 2014). A distribución dos corpos sedimentarios submareais segue un gradiente enerxético de acción das ondas, con sedimentos orgánicos finos e ricos en áreas de baixa enerxía, ao longo dos sectores máis profundos dos paleovales e nas partes máis internas; mentres que os sedimentos grosos e ricos en bioclastos dispóñense nas marxes e nos sectores exteriores (Andrade et al., 2014; Cartelle, 2018; Rey et al., 2005; Vilas et al., 2008).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

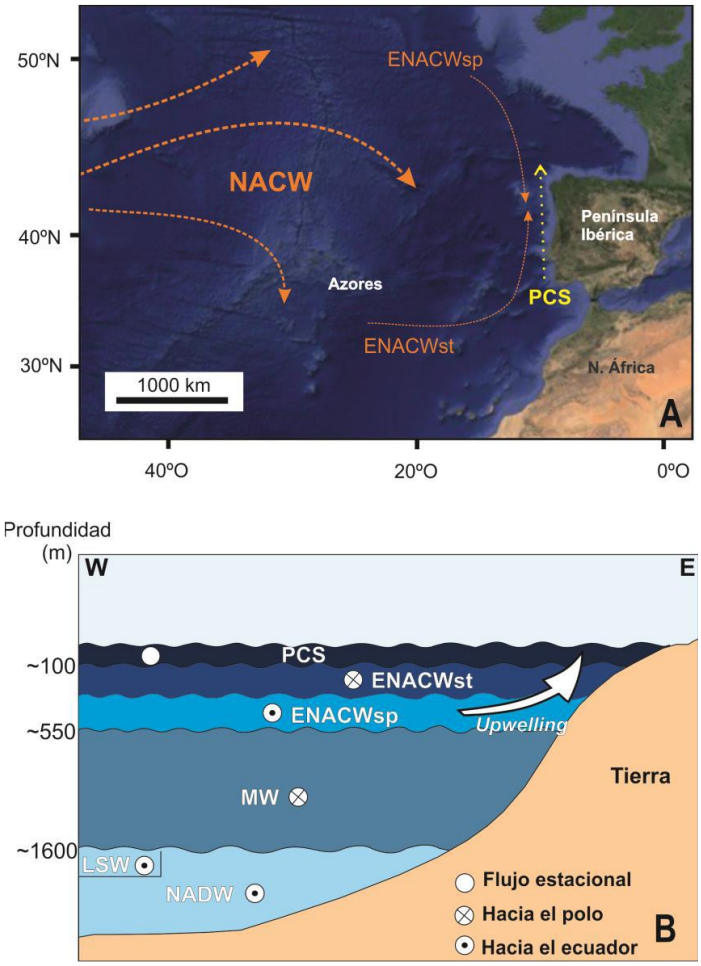


Figura 11: a) Principais correntes oceánicas que afectan á costa galega. A Deriva do Atlántico Norleste (NACW) presenta dous ramais: un subtropical (ENACWst) e outro subpolar (ENACWsp), que converxen na marxe atlántica do NO peninsular. O fluxo superficial está controlado polo Sistema de Correntes de Portugal (PCS). b) Distribución vertical das masas de auga. No caso das rías galegas, os ventos de compoñente N ou NL desencadean un proceso de afloramento de augas profundas, máis frías. Fonte: García-Moreiras (2017).

As correntes superficiais na ría de Arousa teñen unha compoñente de fluxo principal SO-NL, entrando dende mar aberto e propagándose cara o interior (Figura 12a). Este fluxo principal vese afectado polas correntes de refluxo, acrecentadas polos aportes fluviais, nomeadamente do río Ulla (Taboada, 1967). Entre as penínsulas do Carreirón e O Grove, o fluxo superficial bifurcase cara O Vao (norte) e cara a illa da Toxa (sur). Pola súa banda Otto (1975) combinou diferentes parámetros (dirección do vento, datos de temperatura, salinidade e nutrientes) para deseñar un patrón xeral de circulación na ría de Arousa (Figura 12b). Durante o deseño e planificación da ponte que une a illa de Arousa co continente, realizáronse estudos sobre a sedimentoloxía e a hidrodinámica no sector do Vao. Algúns destes resultados foron sintetizados por Grajal (1980), sinalando que o sentido da corrente é N-S en preamar e durante o descenso e o ascenso da marea. Soamente preto da baixamar a dirección de fluxo invértese durante un breve período de tempo, pero con pequenas variacións intermedias.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

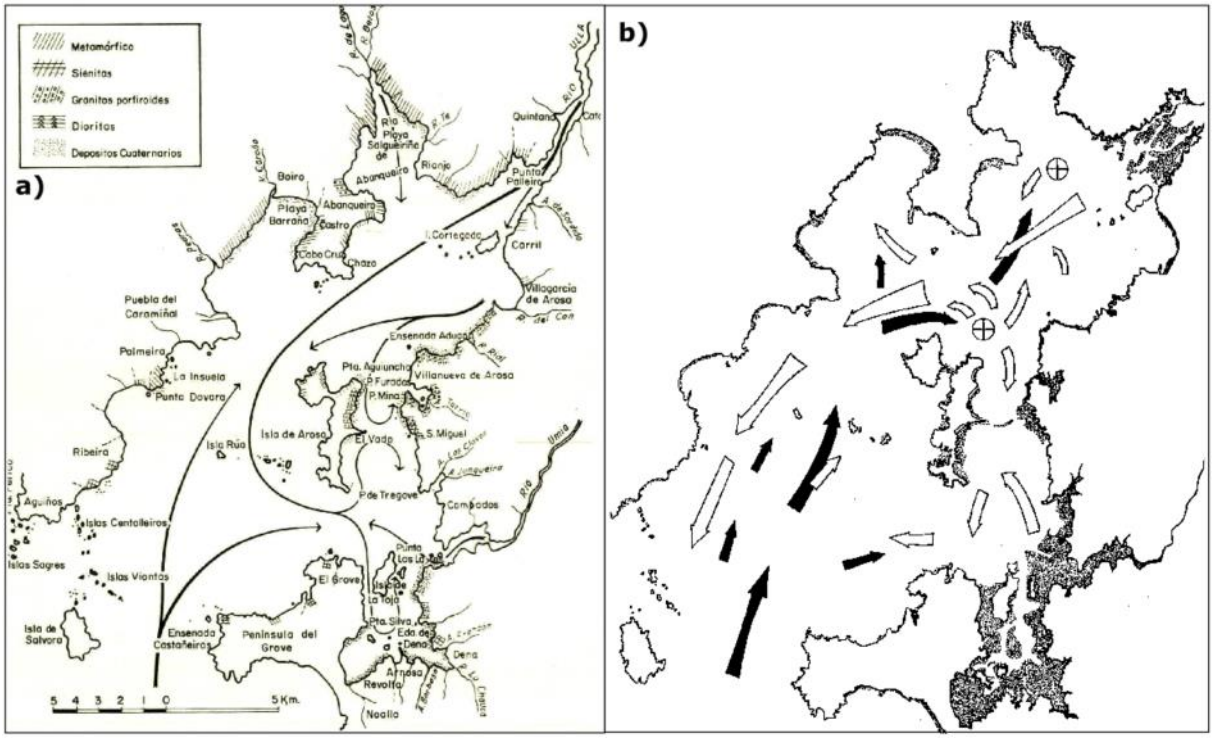


Figura 12: a) Dirección das correntes superficiais de fluxo e refluxo na ría de Arousa. Fonte: Taboada (1967). b) Patrón xeral de circulación na ría de Arousa. As frechas brancas indican correntes superficiais, mentres que as frechas negras sinalan as correntes en profundidade. Os círculos representan os sectores de afloramento (upwelling). Fonte: Otto (1975).

A ría de Arousa, ao igual que o resto de Galicia, é unha costa mesomareal de ciclo semidiurno. No caso de Arousa, os valores rexistrados no mareógrafo de Vilagarcía de Arousa sinalan unha amplitude media de marea de 2,42 m (Figura 13a), e un máxima de 4,25 m (Puertos del Estado, 2017b). A salinidade media é de 35,5 psu, mentres que a temperatura media da auga en superficie é de 15,8 °C (Rosón et al., 1995). A ondada da costa occidental de Galicia presenta tres compoñentes principais. As compoñentes O e SO vencéllase coa actividade ciclónica que afecta directamente á costa, namentres a compoñente NO tende a relacionarse co mar de fondo. A disposición da Rías Baixas, cun eixo lonxitudinal NL-SO, impide a incidencia directa das compoñentes NO-N-NL. Neste senso, a dirección principal da ondada no interior da ría da Arousa é de compoñente OSO (Figura 13b) (Blanco-Chao, 2019; Meteogalicia, 2014). A illa de Arousa e o Areoso, debido á súa situación na parte interna da ría, son zonas de baixa enerxía de onda (Blanco-Chao et al., 2020).

Aínda que non hai datos directos do interior da ría, a caracterización do réxime de ondas pódese estimar en base á información dispoñible en sectores de mar aberto próximos á entrada da ría (puntos SIMAR 1043070 e 3011012), cuxos intervalos de rexistro abarcan de 1958 a 2001 (Puertos del Estado, 2017a). En SIMAR-1043070 o 70 % das ondas teñen entre 1 e 2,5 m de altura significante (Hs) en períodos de entre 8 e 10 s. A Hs máxima en inverno e outono poden acadar os 14 m. O 73 % das ondas de mar aberto aproxímanse de NNO a ONO, o 14 % do OSO e só o 9 % chegan do SO. No punto SIMAR-3011012, situado xusto na entrada da ría, a porcentaxe de ondas con Hs entre 1 e 2,5 m aumenta ao 80 % en períodos entre 8 e 10 s, achegándose o 80 % das ondas polo O e SSO. Faltan series de datos de vento o suficientemente longas no interior da ría. Un dos rexistro máis completos é o da estación meteorolóxica do porto de Vilagarcía (1997-2006). Dentro da ría, non hai suficiente alcance

para desenvolver ondas locais salvo os ventos do N ao NNO (Blanco-Chao et al., 2020), que representan o 25 % do total de ventos na estación meteorolóxica do porto de Vilagarcía, cunha velocidade inferior a 7 m/s para ao 90 % deles (Portos do Estado, 2020).

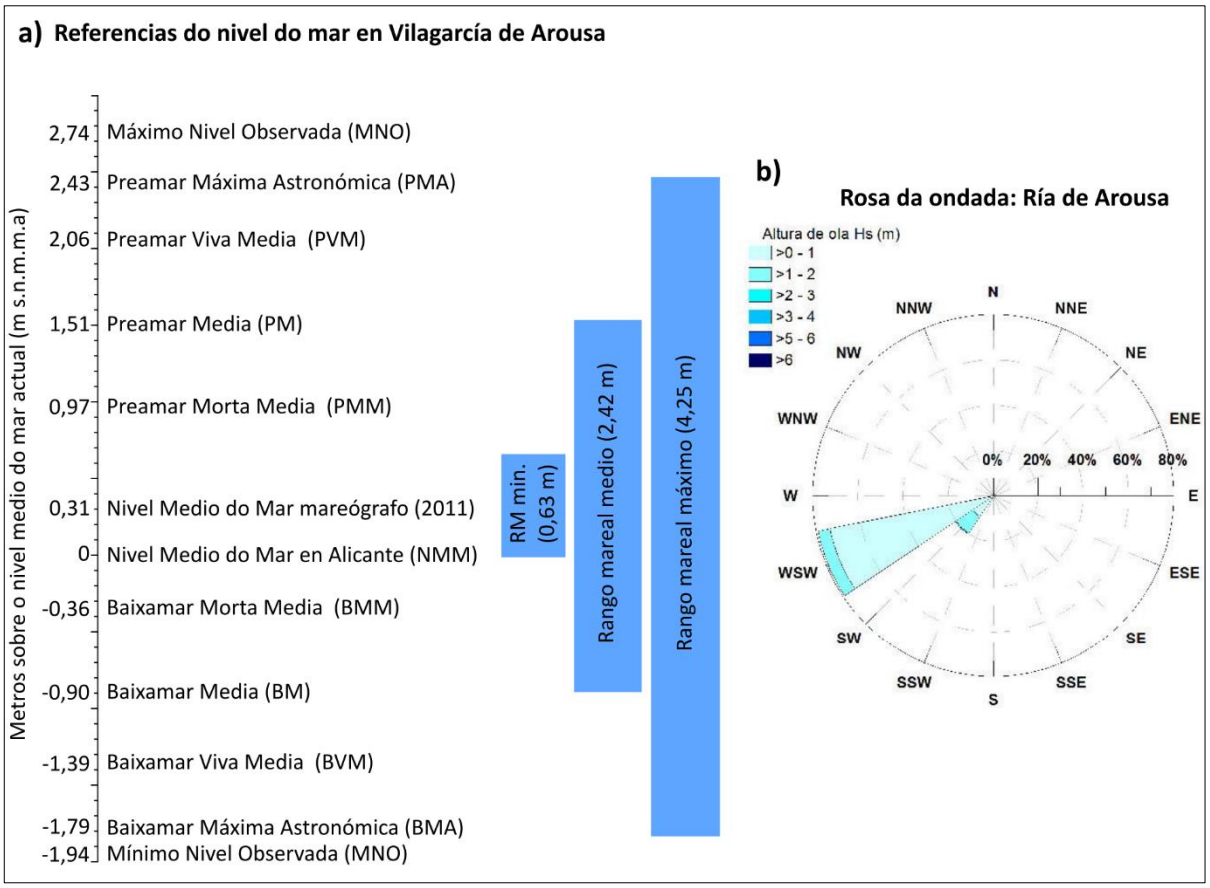


Figura 13: a) Referencias do nivel do mar obtidas no mareógrafo de Vilagarcía de Arousa. As cotas están referidas ao nivel medio do mar en Alacante (cero xeodésico). Modificado de Puertos del Estado (2017b). b) Roda da ondada para a ría de Arousa, onde a compoñente principal é do OSO. Fonte: Meteogalicia (2014).

1.4.4 O CONTEXTO ARQUEOLÓXICO DE AREOSO

Aínda que o estudo arqueolóxico non é un dos obxectivos desta tese, si resulta de interese abordar unha contextualización da realidade prehistórica de Areoso, permitindo coñecer a ocupación pretérita deste sector, e cal puido ser o seu impacto na paisaxe. Ademais, o patrimonio cultural resulta unha condición chave para o establecemento de calquera medida de xestión e conservación, conferindo un carácter ineludible á súa valoración.

1.4.4.1 O xacemento

A pesar das súas reducidas dimensións, Areoso confórmase coma un gran xacemento prehistórico, sepultado en gran parte polo sedimento costeiro onde, ata o momento, téñense documentado cinco monumentos megalíticos do Neolítico (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012), sete pequenas estruturas cistoides, posiblemente funerarias, adscritas á Idade do Bronce (López-Romero, et al., 2015a), ademais de indicios dunha ocupación temporal durante

a Idade do Ferro (Mañana-Borrazás et al., 2020). Entre o material documentado, destaca unha ampla composición cerámica (Kaal et al., 2021), mentres que a industrial lítica é escasa (Rey García, 2011).

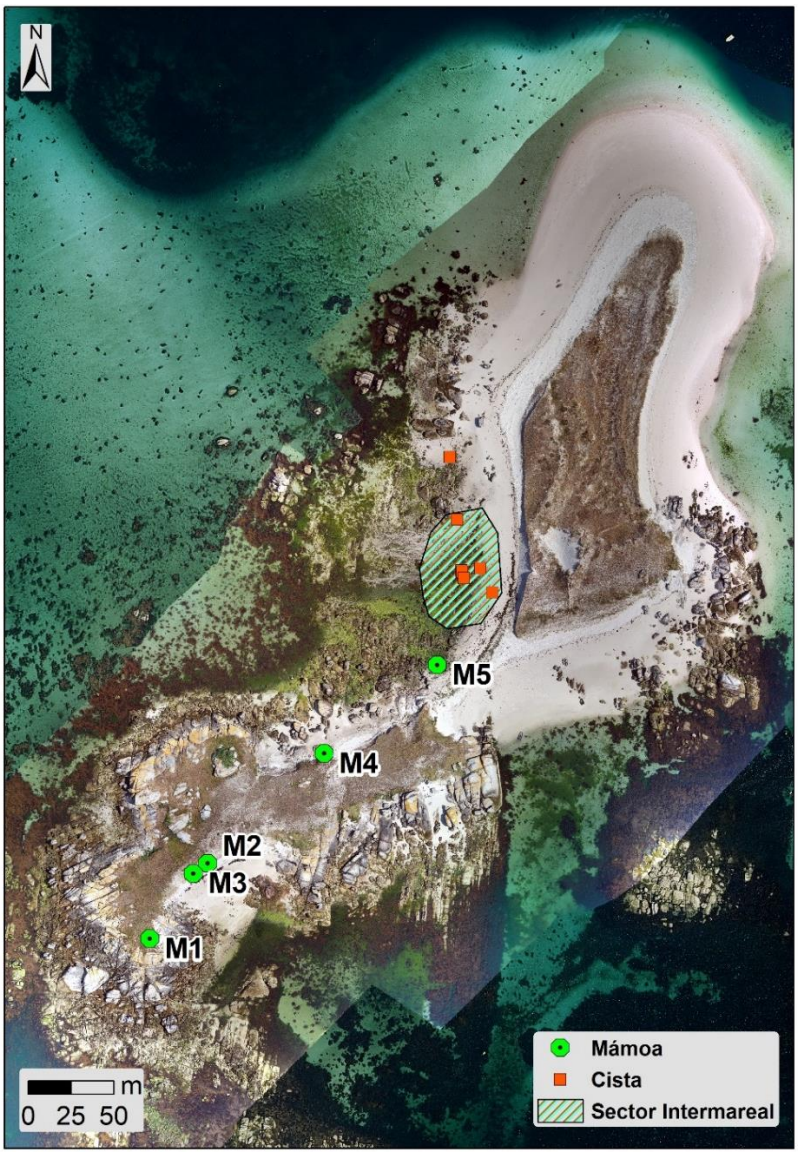


Figura 14: Localización das principais estruturas arqueolóxicas documentadas ata a actualidade. O sector intermareal, situado na zona central do flanco oeste, referencia o afloramento dun nivel orgánico intermareal rico en material arqueolóxico, e sobre o que se asentan gran parte das estruturas cistoides.

A relevancia deste xacemento debe ser entendida tanto dende o estudo das ocupacións prehistóricas no NO ibérico, como dende a vulnerabilidade do patrimonio costeiro. Este último postulado ampárase na excepcionalidade dos xacementos litorais anteriores á Idade de Ferro, tanto pola súa escaseza, como polo seu grao de conservación. O carácter insular do xacemento, a ocultación de gran parte das estruturas baixo o sedimento e a limitada actividade antrópica en época histórica teñen favorecido á preservación do xacemento, ata que nos últimos anos, a erosión mariña ten posto ao descuberto e ameazado moitas das estruturas que o conforman. Baixo esta realidade, Areoso configúrase coma un espazo singular no contexto

da fachada atlántica peninsular, tanto polo número de estruturas e o material conservado, como pola súa elevada vulnerabilidade (López-Romero, et al., 2015a).

As estruturas descubertas ata o momento concéntranse en dous sectores do illote. No sector sur sitúanse catro dos cinco túmulos megalíticos, mentres que as cistas (estruturas cistoides) concéntranse no sector intermareal, localizado na zona central do flanco occidental (Figura 14). O sector intermareal caracterízase polo afloramento dun nivel orgánico de orixe intermareal, arqueoloxicamente moi rico, e cuxo desmantelamento está a permitir o afloramento de novas estruturas que permanecían baixo a praia e a recolección de abundantes restos e materiais (cerámica, fauna, muíños naviculares, etc.). Tamén se identificaron restos óseos humanos (un fragmento de cranio e outro dunha mandíbula). Tres das principais estruturas (Mámoa 5, Cista 1 e Cista 2), situadas no flanco occidental, foron destruídas durante a última década por efecto da erosión mariña (Chao-Álvarez, 2015; Mañana-Borrazás et al., 2020; López-Romero et al., 2015a).

1.4.4.2 A investigación arqueolóxica

Os primeiros traballos arqueolóxicos sobre Areoso foron realizados a finais da década de 1980, baixo a dirección de José Manuel Rey García. Durante tres campañas (1988-1990) realizouse unha prospección do illote e diferentes sondaxes valorativas, que permitiron documentar tres monumentos funerarios do Neolítico e vestixios da Idade do Bronce, xunto con cerámicas inciso-metopadas e campaniformes (Rey García, 1991, 1995, 2011). Entre as actuacións realizadas, destaca a escavación de dous túmulos (Mámoa 1 e Mámoa 2).

Durante as seguintes dúas décadas, non se levarían a cabo ningunha intervención, quedando reducida a actividade arqueolóxica a un seguimento esporádico. Nas visitas realizadas nos anos 2005, 2007 e 2011 púxose de manifesto como a erosión mariña estaba a afectar severamente ao illote. A partires do 2011 comeza un seguimento e rexistro sistemático do xacemento (López-Romero et al., 2015a). O retroceso da fronte dunar tamén permitiu identificar dous novos túmulos megalíticos (Mámoa 3 e Mámoa 5), que durante as campañas de finais dos noventa permanecían soterrados, ademais de dúas cistas e abundantes materiais esparexidos pola acción da ondada (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). Finalmente, a dinámica erosiva terminou por destruír a Mámoa 5 e as cistas 1 e 2. Para evitar unha maior afección sobre a Mámoa 4, no ano 2011 foi colocado un muro de gavións (Figura 15) por parte del Servicio Provincial de Costas de Pontevedra, dependente do Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, baixo a supervisión da Dirección Xeral de Patrimonio Cultural da Xunta de Galicia (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012).

A alarma xerada pola precaria situación do xacemento, a singularidade do enclave e o seu interese científico deu comezo a un lustro de importante actividade investigadora, tanto dende o eido arqueolóxico como do xeográfico. Entre os anos 2013 e 2015 Areoso foi parte dun proxecto europeo eSCOPES: *"Evolving spaces: coastal landscapes of the Neolithic in the European Land's Ends"*, liderado por Elías López Romero (*Durham University*, Reino Unido). Os obxectivos deste proxecto eran contribuír á compresión das dinámicas humanas nas paisaxes costeiras dende o Neolítico Medio ata a Idade do Bronce Inicial na Europa atlántica e avaliar a vulnerabilidade do patrimonio arqueolóxico costeiro para a creación de ferramentas de xestión. Con esta fin, deseñouse e aplicouse unha metodoloxía de monitorización (fotogrametría, modelado 3D, etc.) do proceso de erosión dalgunhas das estruturas que se atopaban ameazadas. Entre os xacementos incluídos no proxecto, estaba a Mámoa 4 de Areoso, onde se realizaron tres visitas de campo que permitiron estudar o xacemento, e en particular, a Mámoa 4 (López-Romero et al., 2014, 2015a, 2023). O interese

crecente tras o traballo de campo levou a que os participantes do proxecto, en colaboración co Instituto de Ciencias do Patrimonio (Incipit), membros do Grupo de Estudos para a Prehistoria do NW Ibérico (GEPN) da USC e investigadores independentes, á creación dun blog en liña (GUIDOIRO DIXITAL *https://guidoirodixital. wordpress.com*) centrado na recuperación de información e imaxes de arquivo sobre o illote (López-Romero, et al., 2015b, 2017; Mañana-Borrazás, 2017).

Figura 15: Muro de gavións colocado para protexer a Mámoa 4 da erosión mariña. a) Estado da Mámoa 4 protexida polo muro de gavións no ano 2015. (Imaxe cedida por Manuela Costa Casais). b) Mellora do muro protector debido ao avance da erosión. Febreiro de 2016. (Imaxe cedida por Xosé Ignacio Vilaseco Vázquez).

En setembro de 2015 realízase unha intervención arqueolóxica promovida polo Servizo de Arqueoloxía da Dirección Xeral do Patrimonio Cultural (Xunta de Galicia) denominada "*Sondaxes arqueolóxicas valorativas e labores de conservación no illote de Guidoiro Areoso*", baixo a dirección de Francisco Javier Chao Álvarez. Durante as dúas semanas da campaña, realizáronse 11 sondaxes manuais en diferentes puntos do illote, e dous deles son analizados nesta tese (S1 e S4). Procedeuse a documentación e escavación dos restos da Mámoa 5, a cal xa se atopaba destruída, e de cinco cistas no intermareal situado no flanco occidental. Tamén se realizou un estudo preliminar do cuncheiro da Mámoa 4 e o reforzo do muro de gavións (Figura 15) (Chao-Álvarez, 2015).

A última gran intervención levada a cabo no illote, ata o momento, realízase entre os anos 2016 e 2017: "*Escavación arqueolóxica da Mámoa 4 de Guidoiro Areoso (A Illa de Arousa, Pontevedra). Ano 2016 2017*". Esta intervención, dirixida por Patricia Mañana Borrazás, xurde coma unha actuación urxente ante a vulnerabilidade da Mámoa 4 e do sector intermareal. O obxectivo principal foi a escavación completa da Mámoa 4 e do cuncheiro que se lle superpoñía, ademais de ampliar o traballo de documentación no nivel intermareal, onde foron escavadas dúas cistas (Mañana-Borrazás, 2017; Mañana-Borrazás et al., 2020). No marco da campaña de escavación, foron realizadas diferentes sondaxes edafo-sedimentarias, das que neste traballo analízanse as codificadas coma M4-III e M4-C, na Mámoa 4, e CI-7 na Cista 7. Nos últimos anos non se realizaron novas actuacións arqueolóxicas, pero continúa o estudo do material recuperado durante as campañas anteriores, como as cerámicas atopadas na Mámoa 4 (Kaal et al., 2021).

Paralelamente aos traballos arqueolóxicos, cun afán sinérxico, e no marco do Proxecto de Investigación "*Cambios geomorfológicos, ambientales y ocupación humana en el Holoceno medio y final en la costa atlántica del NW de la Península Ibérica*" CSO2014-55816-P

(Ministerio de Economía y Competitividad; 2015-2017), realízanse estudos relacionados coa reconstrución paleoambiental (Blanco-Chao et al., 2017; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2021b, 2023) e a dinámica morfosedimentaria recente do illote (Blanco-Chao et al., 2015, 2016, 2018, 2020) por parte da Área de Xeografía Física da USC, na cal se encadra a presente investigación.

1.4.4.3 Ocupación Neolítica

A *revolución neolítica* foi a denominación empregada polo arqueólogo australiano Vere Gordon Childe (1936) para definir o xurdimento e extensión da agricultura e da gandaría, marcando o paso das sociedades cazadoras-recolectoras a sociedades agrícolas permanentes. Neste contexto de cambio, pódese considerar o megalitismo como a primeira significación do ser humano na paisaxe, pois os túmulos neolíticos foron construídos coa intención de perdurar e impoñerse á natureza. No megalitismo galego, o túmulo é o elemento máis característico e uniformizador dentro dunha realidade complexa, de aí que se empregue *fenómeno tumular* para referirse á expresión funeraria por excelencia das sociedades neolíticas do territorio galego (Fábregas-Valcarce & Vilaseco-Vázquez, 2003). De acordo a Prieto-Martínez et al. (2012) a cronoloxía do Neolítico en Galicia é complexa de precisar, especialmente polo limitado do rexistro durante o Neolítico Inicial. O comezo do Neolítico Medio sitúase entorno ao 6500-6300 BP, coincidindo co inicio do fenómeno tumular. Entre o 5100 BP e o 4900 BP enmárcase o comezo do Neolítico Final, ao que se asocia unha menor monumentalidade das estruturas funerarias (Fábregas-Valcarce & Vilaseco-Vázquez, 2003) e a chegada da cerámica tipo *Penha* (Prieto-Martínez et al., 2012).

As campañas realizadas a finais dos anos 80 do século pasado xa evidenciaron a finalidade funeraria de Areoso, coa documentación de ata tres túmulos megalíticos (Rey García, 1991, 1995, 2011). O avance da erosión aflorou dous novos túmulos sen que se descarte que aínda se manteñan ocultos estruturas semellantes. Os túmulos de Areoso caracterízanse polas súas modestas dimensións, con diámetros inferiores aos 10 m, e a escasa monumentalidade, que limita a súa estampa na paisaxe (Rey García, 2011; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). As evidencias documentadas ata o momento indican que a actividade megalítica estendeuse dende o Neolítico Medio, coa presenza de artefactos líticos e cerámica inciso-metopada, e o Neolítico Final, con abundantes cerámicas tipo *Penha*, enxovais funerarios, etc. (Kaal et al., 2021; López-Romero et al., 2015a; Mañana-Borrazás et al., 2020; Rey García, 1995; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). Esta última etapa (Neolítico Final) equipárase cronoloxicamente co denominado Calcolítico no resto da Península Ibérica (Prieto-Martínez, 2017), pero que no caso galego, segundo Prieto-Martínez et al. (2012) presenta máis similitudes cos procesos e dinámicas da fachada atlántica europea, polo que a primeira metade do III milenio a.C. debe definirse como Neolítico Final. Esta disparidade na periodización explica porque en parte da bibliografía sobre o xacemento de Areoso fágase referencia ao período Calcolítico (*e.g.* Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012) mentres que noutros casos se referencie como Neolítico Final.

Durante a actividade megalítica (~6500-4500 BP), a superficie do actual illote estaba vencellado a condicións plenamente continentais, cun nivel do mar máis baixo, onde a liña litoral estaría a certa distancia e a parte actualmente emerxida corresponderíase cun resalte na paisaxe (Mañana-Borrazás et al., 2020; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). O fin da actividade funeraria co peche das entradas supón un cambio de uso das estruturas, probablemente relacionado cunha función cerimonial durante a Idade do Bronce (Kaal et al., 2021).

USC

- **Mámoa 1**

A Mámoa 1 é unha pequena estrutura funeraria (Figura 16) localizada no extremo meridional do illote, escavada durante a campaña de 1989. A cámara ten forma poligonal de apenas 1,1 m de ancho, composta por seis ortóstatos dos cales só tres se atopaban en posición orixinal, apoiados nun solo preparado sobre o nivel de alteración do substrato. A coiraza pétrea apenas tería 6 m, aínda que unha parte xa foi destruída pola acción do mar no pasado, pois actualmente sitúase nun sector dunar estabilizado, a unha cota de entre 3 m e 3,4 m snmma. A cámara foi sistematicamente saqueada, aparecendo no seu interior inclusive material contemporáneo. Non se atoparon achados significativos durante a súa escavación. Debido as súas reducidas dimensións e a escasa monumentalidade, pode vencellarse ao Neolítico Final (Rey García, 1995, 2011; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012).

Figura 16: Escavación dos túmulos megalíticos situados no sector surleste do illote durante a campaña de 1989. a) Mámoa 1. b) Mámoa 2. Modificado de: Rey García (1995).

- **Mámoa 2**

O segundo dos túmulos escavados en 1989 foi a Mámoa 2 (Figura 16), situada na praia sur do illote. A Mámoa atopábase soterrada baixo a praia, sendo descuberta nunha cata realizada en 1988. O monumento consta dunha pequena cámara (173x150 cm) de planta oblonga conformada por unha vintena de pequenos ortóstatos. A coiraza pétrea non chega ata a cámara, quedando esta rodeada por un anel exterior duns 7 m de diámetro (Rey García, 1995, 2011). Aínda que o interior da cámara estaba baleiro, nas súas inmediacións foi atopada cerámica con decoración tipo *Penha*, ademais dun pequeno punzón de óso e algunhas ferramentas líticas. Este feito pode relacionarse cun saqueo do monumento durante época prehistórica (López-Romero et al., 2015a; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). O material documentado encadra a súa construción e ocupación no Neolítico Final, á que se superpón unha ocupación posterior no Bronce Antigo. Entre ambas, disponse unha fase de acumulación eólica (Mañana-Borrazás et al., 2020; Rey García, 2011).

- **Mámoa 3**

O retroceso dunar rebelou en 2011 unha nova cámara megalítica situada na praia sur do illote (Figura 17), a poucos metros da Mámoa 2. Catro ortóstatos en posición subcircular son os restos dunha pequena cámara de algo máis dun metro de diámetro. Un dos ortóstatos está

inclinado inversamente á súa disposición, podendo indicar que foi saqueada con anterioridade (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). Ao arredor da cámara aparece un conxunto de rochas de mediano tamaño que seguramente sexan restos do desmantelamento da coiraza pétrea (Figura 17a), o cal non debía superar os 10 m de diámetro (López-Romero et al., 2015a; Mañana-Borrazás, 2017).

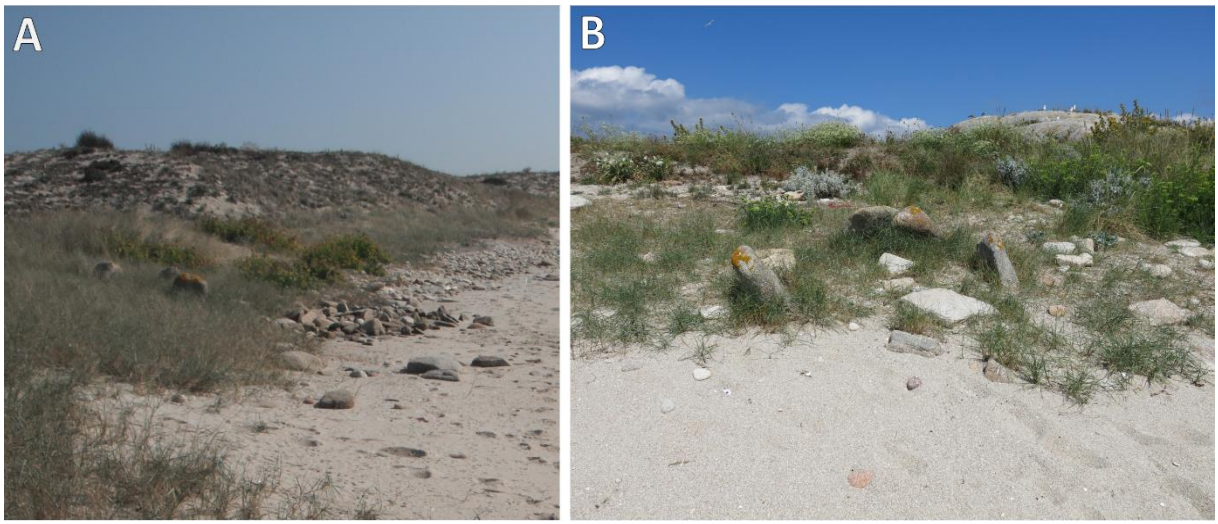


Figura 17: a) Situación da Mámoa 3 en 2015, onde se observan tanto os ortóstatos erguidos entre a vexetación como os restos do túmulo situados a pé de praia (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás). b) Restos da cámara da Mámoa 3 no ano 2018 (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás).

- **Mámoa 4**

A estrutura que na actualidade se denomina Mámoa 4 foi detectada por primeira vez na campaña arqueolóxica de 1988, aínda que non sería estudada nas campañas de finais dos anos 80 do século XX (Rey García, 1991). Esta situada baixo o sedimento dunar no flanco occidental do sector sur do illote. A erosión mariña xa destruíra a sección norte da coiraza no pasado, pois ao contrario que ocorre coas Mámoa 2 e 3 (Figura 17a), xa non se aprecian os bloques que a conformaban. A comezos do milenio, vólvese a detectar unha dinámica erosiva sobre o monumento, chegando a unha afección parcial do interior da cámara. Iso levou á colocación do muro protector no ano 2011 (López-Romero et al., 2015a; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). O interese suscitado dende os organismos público e a sociedade civil especializada sustentábase en dous piares fundamentais: a urxencia do seu estudo ante a elevada vulnerabilidade da estrutura e a posibilidade de que o interior do monumento se mantivese intacto dende o seu selado orixinal (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012).

Finalmente a escavación da Mámoa 4 foi realizada no verán do 2017 (Figura 18), deixando á vista unha cámara composta por oito ortóstatos graníticos formando unha planta alongada, cunhas dimensións de 2,25 x 2,60 m, sen contar o corredor (Mañana-Borrazás, 2017), o que a converte na máis grande das coñecidas no xacemento de Areoso. Alén de que a cuberta cedera cara o interior da cámara, varios dos ortóstatos aparecían alterados e inclusive algúns removidos da súa posición primixenia, probablemente durante algún período prehistórico posterior ao selado do túmulo. A cámara foi construída sobre un solo preparado disposto directamente sobre o nivel de alteración do substrato granítico. Rodeando a cámara aparece un túmulo de recheo cuberto por unha coiraza pétrea de boa factura, cun diámetro duns 10 m (Mañana-Borrazás et al., 2020). O material rochoso que conforma a coiraza está

composto pola facies de granodiorita con megacristais pertencente ao batolito de Caldas, o tipo de material maioritario no illote (Mañana-Borrazás, 2017).

Figura 18: a) Situación da Mámoa 4 no ano 2016, coa cámara parcialmente descuberta. b) Primeiras fases da escavación da Mámoa 4 en 2017 (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás). c) A escavación desvelou toda a coiraza pétrea que rodeaba a cámara e o corredor de entrada, e a ausencia da mesma no flanco exposto ao mar (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás). d) Ao final da intervención a estrutura foi cuberta parcialmente, deixando soamente a parte superior da cámara á vista, a que se lle colocou o teito (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás).

A estrutura do monumento e o material recuperado dentro da cámara (cerámica inciso-metopada e abundante industria lítica) apuntan á un uso do túmulo durante o Neolítico. A datación do sedimento da cimentación da cámara ofreceu unha idade de 5726-5603 cal. BP (Mañana-Borrazás et al., 2020), situando a súa construción no Neolítico Medio, aínda que o seu uso púidose prorrogar. No interior da cámara tamén foron atopados uns restos óseos nun estado moi precario, que ata o momento non permitiu confirmar a súa natureza humana (Mañana-Borrazás, 2017; Mañana-Borrazás et al., 2020). Este feito resulta de especial relevancia, pois debido á acidez dos solos na maior parte de Galicia non favorece a conservacións de restos óseos (López-Romero et al., 2015a). Esparexidas pola zona de entrada da cámara e no exterior do túmulo foron atopadas un gran número (>450 unidades) de pequenas doas discoidais de xisto, posiblemente dun ou varios colares/adornos de gran factura e de época Neolítica (Mañana-Borrazás, 2017). Sobre a coiraza aparecen evidencias de ocupacións posteriores durante a Idade do Bronce (cuncheiro, cerámica campaniforme, etc.) e a Idade de Ferro (fíbula).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- **Mámoa 5**

A mámoa 5 foi documentada por primeira vez no ano 2005, debido ao retroceso do perfil da praia na zona do estreitamento que une os dous sectores do illote, practicamente no límite do sector intermareal. Inicialmente apenas se albiscaban un par de ortóstatos sobresaíndo sobre a area (Figura 19), pero o avance da erosión foi deixando á luz resto da coiraza e da cámara ata a súa destrución tralos temporais invernais de 2012-2013 (Chao Álvarez, 2015; López-Romero et al., 2015a; Mañana-Borrazás, 2017). A cámara estaba formada por seis ortóstatos graníticos, aínda que só os dous se mantiñan na posición orixinal, e rodeada por un anel lítico conformados por rochas de pequeno tamaño, que seguramente se correspondesen co límite da coiraza, cun diámetro de apenas 8,5 m (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012).

Figura 19: Evolución da Mamoa 5 ata a súa destrución en 2013. Fonte: Mañana-Borrazás et al. (2020).

1.4.4.4 Ocupación durante a Idade do Bronce

O fin do período Neolítico e o comezo da Idade dos Metais está relacionado cunha serie de cambio sociais e o aumento dos intercambios comerciais, á vez que aparecen novos elementos na industria metálica, todo elo nun contexto de cambio climático. A Idade do Bronce asóciase a criterios tecnolóxicos, coa aparición de aliaxes de cobre, aínda que tamén está referenciado a outros elementos coma as cerámicas campaniformes (Prieto-Martínez, 2017). Segundo Prieto-Martínez (2019) a cronoloxía deste período pode dividirse en Bronce Antigo (~4500-3500 BP), caracterizado polo difusión da cerámica campaniforme; Bronce

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Medio (~3500-3200 BP) e Bronce Final (~3200-2800 BP), onde o campaniforme perde entidade á vez que se populariza a cerámica de longo borde horizontal.

No caso de Areoso, tras a conclusión do uso funerario dos túmulos ao final do Neolítico, prodúcese un abandono momentáneo do xacemento (Rey García, 2011). Posteriormente rexístrase unha nova ocupación do sector durante a Idade do Bronce, que debido á heteroxeneidade da cerámica, suxire varios momentos de actividade ao longo deste período (Kaal et al., 2021). A primeira referencia á presenza das sociedades do Bronce recoñécese durante a escavación da Mámoa 2 a finais da década de 1980, onde unha ocupación do Bronce superpoñíase á Neolítica, estando ambas etapas separadas por unha fase sedimentación eólica. Nas inmediacións da mámoa identifícase cerámicas campaniformes e pequenos punzóns metálicos que sitúan esta ocupación no Bronce Antigo. Ademais do material recuperado, destaca a presenza dun cuncheiro conformado por desperdicios de fauna mariña, principalmente do intermareal rochoso (*Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea edulis*, *Patella sp*, etc.), datado en 4175-3900 cal. BP (Rey García, 2011; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). Con todo, débese ter en conta o posible efecto reservorio sobre a datación dun carbonato bioxénico (cuncha de O*strea edulis*). Tamén se recuperaron restos de animais que formaban parte da dieta das comunidades da época (vacún, ovino/caprino e porcino). A falta de estruturas pode relacionarse cunha ocupación temporal (López-Romero et al., 2015a). Durante a escavación da Mámoa 4 tamén se recuperou cerámica campaniforme e outros materiais habituais dos primeiros momentos da Idade do Bronce, como puñais. Sobre a coiraza dispónse un concheiro de ata 40 cm de potencia, cunhas dimensións superiores ao documentado na Mámoa 2. Non existe unha datación directa do cuncheiro, pero o material recuperado relaciona o seu uso dende o Bronce Antigo ao Bronce Medio. A comezos do Bronce Final as actividades cerimoniais cesaron, e o cuncheiro quedou cuberto baixo o sedimento, sobre o que foron depositadas con posterioridade, cerámicas propias do Bronce Final (Kaal et al., 2021). Os cuncheiros de Areoso (Mámoa 2 e Mámoa 4) resultan de sumo interese dada a excepcionalidade de atopar acumulacións semellantes anteriores á Idade do Ferro (López-Romero et al., 2023) e que permiten documentar unha das evidencias de pesca e marisqueo máis antigas do NO ibérico (González-Gómez de Agüero et al., 2019).

Máis alá das evidencias documentadas no contexto tumular, numeroso material recollido durante as prospeccións superficiais realizadas nos últimos lustros, evidencian unha ocupación do sector durante diferentes fases da Idade do Bronce (Chao Álvarez, 2015; Kaal et al., 2021; López-Romero et al., 2015a; Mañana-Borrazás et al., 2020; Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012). Neste senso, destaca o sector intermareal situado no flanco oeste do illote, case á altura do istmo central. Neste área aparece numeroso material do Bronce (cerámicas campaniformes, de longo borde horizontal, lisas, entre outros elementos) xunto coa presenza de ata sete estruturas cistoides, ao que se lle vincula un uso funerario (López-Romero et al., 2015a; Rey García y Vilaseco Vázquez 2012), e que orixinalmente estarían soterradas baixo o terreo (Chao Álvarez, 2015). Estas estruturas (Figura 20) presentan un elevado grao de deterioro, incluso algunhas foron destruídas nos últimos anos. A súa construción enmárcase durante o Bronce Antigo, aínda que probablemente algunha sexa posterior (Mañana-Borrazás, 2017). As cistas rexistradas en Areoso son pequenas estruturas compostas por bloques de pedra cravados e imbricados entre si que apenas sobresaen 30-50 cm, cuns diámetros inferiores ao metro e plantas circulares ou rectangulares, e no seu interior non se atoparon materiais que permitan determinar unha cronoloxía máis exacta (Chao Álvarez, 2015; Mañana-Borrazás et al., 2020). A presenza dos concheiros, de niveis eólicos e do intermareal cunha elevada densidade de material arqueolóxico, son coherentes cunha maior proximidade da liña costeira durante a Idade do Bronce, deixando atrás as condicións continentais

dominantes que se presumían durante o Neolítico (Mañana-Borrazás, 2017; Mañana-Borrazás et al., 2020).

Figura 20: Cistas do sector intermareal. a) Estado da Cista 2 en 2013, antes de ser destruída polos embates do mar nos anos posteriores (Chao Álvarez, 2015). b) Cista 4, escavada en 2015 (Chao Álvarez, 2015). c) Cista 6, escava no ano 2017 (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás). d) Cista 7, escavada no ano 2017. Nas súas inmediacións foi realizada unha mostraxe sedimentaria (CI-7), cuxos resultados analízanse no capítulo III deste documento (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás).

1.4.4.5 Ocupación durante a Idade do Ferro e posteriores

Tralo abandono dos grupos humanos do Bronce, prodúcese un acreción vertical dos niveis dunares, ata que se volve identificar unha ocupación con posterioridade. Na Mámoa 2 documentase material do Bronce removido da súa posición primixenia (Rey García, 2011), mentres que na Mámoa 4 identifícanse pezas metálicas (incluíndo unha fibúla) atribuíbles á Segunda Idade de Ferro, cuxa cronoloxía pódese encadrar nos últimos séculos antes do cambio de era (Mañana-Borrazás, 2017). Durante unha das prospeccións superficiais (ano 2016) realizadas no sector intermareal, foi descuberto un fragmento de mandíbula humana, tratándose dun feito excepcional ao trátase do primeiro resto humano da Idade do Ferro rexistrado en Galicia. A datación da mandíbula (2349-2159 cal. BP) coincide co marco cronolóxico do material (fibúla) documentado na Mámoa 4 (Mañana-Borrazás et al., 2020).

A falta de estruturas e escaseza de material pertencentes á Idade do Ferro pode relacionarse cunha ocupación puntual, ou polo menos de menor intensidade, durante este período (Mañana-Borrazás et al., 2020), onde o aumento do nivel do mar posiblemente dificultaría o acceso ao xacemento. Tralo abandono durante a Idade do Ferro, non se

USC DE COMPOSTELA

identifican novas ocupacións do Areoso, e soamente conservan algúns vestixios de actividade antrópica puntual. Documentouse un conxunto de fragmentos cerámicos pertencentes a unha ánfora romana, que probablemente relacionase coa presenza dalgún pecio nas inmediacións (Rey García, 2011). Tamén se conservan exemplos de cantería para a extracción de granito en tempos máis recentes, non anteriores ao medievo (Rey García & Vilaseco-Vázquez, 2012).

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

CAPÍTULO II

MORFODINÁMICA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

2.1 INTRODUCIÓN

O termo "xeomorfoloxía" deriva das raíces gregas *geo* (Terra), *morphos* (forma) e *logos* (tratado), polo que se pode considerar *sensu lato*, como a disciplina encargada de estudar a forma da Terra (Gutiérrez Elorza, 2008). Para Pérez-Alberti (2000) o seu obxectivo primario é a descrición das formas do terreo e a súa evolución, mentres que Muñoz Jiménez (1993) defínea como "*a disciplina científica que ten coma obxecto o recoñecemento, a clasificación e a explicación das diferentes configuracións que presenta a superficie externa da litosfera, de cuxa combinación resulta o relevo terrestre"* (p. 13). O relevo da superficie terrestre é o resultado da interacción entre as forzas endóxenas e esóxenas. As primeiras son as creadoras das grandes elevacións e depresións, fundamentalmente a través de movementos corticais. As esóxenas son as encargadas da súa denudación e modificación a través do procesos de meteorización, erosión, transporte e sedimentación (Gutiérrez Elorza, 2008). Aínda que as orixes do estudo das formas terrestres pode situarse na Grecia Clásica, considérase ao xeógrafo estadounidense William Morris Davis, como o precursor da xeomorfoloxía coma ciencia (Muñoz Jiménez, 1993; Pedraza, 1996). Davis (1899) formulou unha teoría sobre a evolución do relevo, denominada "ciclo xeográfico", onde se interpretaba o relevo dende un punto de vista secuencial, cunha fase de levantamento tectónica, cunha serie de fases erosivas posteriores que irían modelando o terreo ata unha nova fase de elevación. Non obstante, para Gutiérrez Elorza (2008) a xeomorfoloxía convertese nunha disciplina científica cando deixa de describir e comeza a explicar.

Na xeomorfoloxía poden diferenciarse diferentes enfoques (dinámico, aplicado, morfométrico, etc.) e ramas especializadas (estrutural, fluvial, eólica, glaciar, costeira, etc.), que abordan os distintos ambientes, formas e procesos terrestres. A xeomorfoloxía costeira é a rama da xeomorfoloxía centra nas áreas influenciadas polas grandes masas de auga, que inclúen océanos, mares e grandes lagos (Davidson-Arnott et al., 2019). Ocúpase do estudo das formas costeiras, os procesos que acúan sobre elas e os cambios acontecidos. Baseándose en Bird (2008) póndense sintetizar as principais temáticas de estudo: a) a configuración das formas costeiras; b) análise dos procesos costeiros; c) cambios acontecidos durante períodos específicos; d) estudos dos cambios ambientais e do nivel do mar; e) fontes e dinámica sedimentaria e f) procesos de meteorización-alteración na zona costeira.

Ata mediados do século XX, a xeomorfoloxía costeira fundamentalmente descritiva e influenciada pola concepción de evolución do relevo do ciclo xeográfico de Davis. A partir das décadas de 1950 a investigación xeomorfolóxica comezou a prestar máis atención aos efectos dos cambio dos niveis do mar e aos condicionantes dinámicos (ondas, mareas, etc.) na configuración das costas actuais. Nas últimas décadas, os avances técnicos e metodolóxicos favoreceron unha importante transformación no estudo paleosedimentario, incrementando notablemente o coñecemento sobre a evolución das costas durante o Cuaternario. Máis recentemente, a mellora tecnolóxica tamén incidiu no estudos dos cambios morfodinámicos, permitindo unha mellor modelización do litoral (Davidson-Arnott et al., 2019; Hunt et al., 2023; Woodroffe, 2002). Este aspecto resulta de sumo interese se se ten en conta que os

USC DE COMPOSTELA

sistemas costeiros, especialmente os sedimentarios, caracterízanse por un elevado dinamismo (Anderson & Anderson, 2010), tanto nunha escala espacial como cronolóxica. Aínda que os medios costeiros tenden a evolucionar cara un equilibrio dinámico, non sempre resulta sinxelo predicir os seus cambios/adaptacións ante alteracións ou perturbacións das condicións previas, polo que afondar no seu estudo, resulta unha condición fundamental para a súa xestión, conservación e planificación.

2.1.1 AS ESCALAS TEMPORAIS E ESPACIAIS EN XEOMORFOLOXÍA COSTEIRA

As costas están formadas por un conxunto de formas, que poden ser moi recentes ou ben herdadas de períodos pretéritos con condicións ambientais similares ou diferentes ás actuais. A maioría das costas sedimentarias poden experimentar cambios rápidos na súa morfoloxía, acadando un estado aproximado de equilibrio coas condicións ambientais. Pola contra, as costas rochosas tenden a requirir longos períodos para adaptarse ás condicións cambiantes (Davidson-Arnott et al., 2019; Perry & Taylor, 2007; Trenhaile, 2004). Os procesos que modelan as formas costeiras abarcan escalas temporais e espaciais diferentes. Para Gutiérrez Elorza (2008) estes cambios poden organizarse en catro escalas diferentes. A escala "instantánea" aplícase a resposta morfolóxica dante as ondas ou as mareas en lugares concretos, mentres que a escala de "eventos" vencéllase a eventos de baixa frecuencia e alta magnitude. A escala "histórica ou de planificación" abarca rangos espaciais quilométricos e cuxos cambios aprecianse a escala decadal, como poden ser a migración das barreiras sedimentaria ou o retroceso dos cantís. Por último, a escala "xeolóxica" refírese aos cambios de amplos sectores da costa durante o Cuaternario.

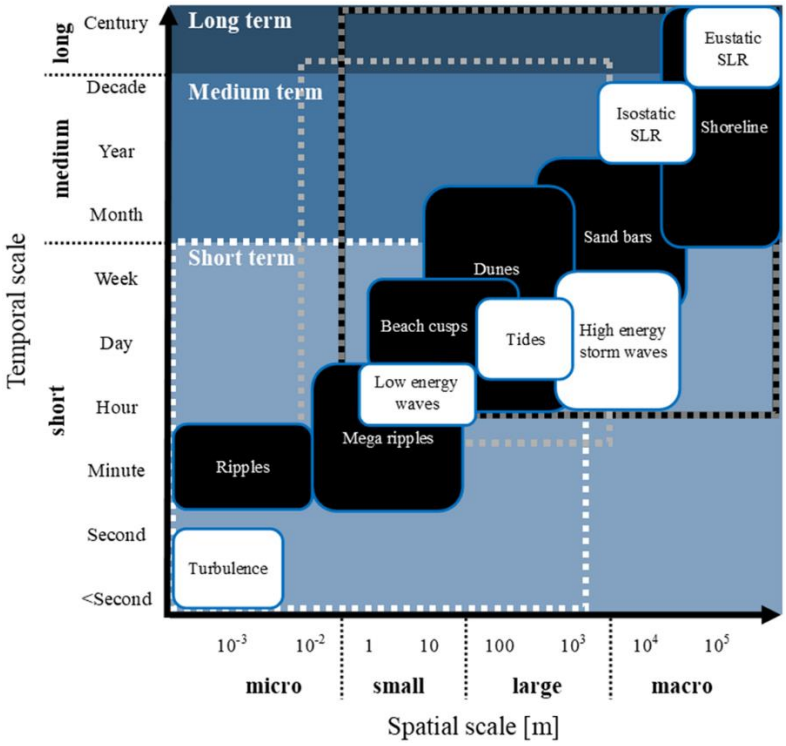


Figura 21: Modelo de escala de cambios na configuración das costas sedimentarias. Os cadros brancos representan procesos hidrodinámicos. Os cadros escuros representan formas costeiras. Modificado de Hunt et al. (2023).

Dende un enfoque máis centrado na modelización litoral, Hunt et al. (2023) diferencian tres escalas de análises temporal (curta, media e longa) dos cambios morfodinámicos (Figura 21). Os factores hidrodinámicos e a remobilización do sedimento son os principais procesos que impulsan os cambios a curto e medio prazo, mentres que os cambios a longo prazo están controlados por movementos corticais e variacións do nivel do mar. Con todo, a escala e magnitude da dinámica costeira é moito máis complexa, onde tanto as variables dinámicas como os procesos xeomorfolóxicos afectan á costa, especialmente na zona litoral. No casos das praias de area, estes sistemas responden con rapidez a cambios na ondada, pero a súa adaptación é moito máis lenta ante cambios na configuración costeira, nos balances sedimentarios ou no nivel do mar (Davidson-Arnott et al., 2019; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Trenhaile, 2004); independentemente de se a xénese desas alteracións son resultado das dinámicas naturais ou inducidas pola actividade antrópica. O elevado dinamismo dos medios costeiros facilita a súa resposta ante os cambios, pero esta adaptación non sempre é posible, dependendo tanto da velocidade e magnitude do cambio como os condicionantes intrínsecos de cada sector costeiro.

2.1.2 FACTORES QUE AFECTAN Á DINÁMICA COSTEIRA

A dinámica costeira é o resultado da interacción entre diferentes factores e procesos, cuxo impacto varían tanto en magnitude coma en rango cronolóxico, así os factores dinámicos relacionados coa climatoloxía, a hidrodinámica e a sedimentoloxía modelan os sistemas costeiros a curto e medio prazo; mentres que os grandes cambios na configuración das costas son resultado das variacións do nivel do mar e procesos xeotectónicos. De forma xeral, os principais factores que afectan á dinámica costeira poden sintetizarse en:

2.1.2.1 Vento e ondas

Os condicionantes climáticos interveñen en moitos procesos xeomorfolóxico como os procesos de meteorización e alteración, as dinámicas fluviais, etc. No tocante aos sistemas costeiros, a súa incidencia é determinante en dous dos principais factores que modelan as formas costeiras, como o vento e a ondada. O vento é un factor esencial na dinámicas do litoral, pois determina o patrón da ondada e actúa coma principal axente morfolóxico dos ambientes eólico (dunas) (Anderson & Anderson, 2010; Carter 1988; Davidson-Arnott et al., 2019; Gutiérrez Elorza, 2008; Perry & Taylor, 2007; Woodroffe, 2002).

As ondas son ondulacións momentáneas sobre a superficie da auga, formadas por unha perturbación e que implican un trasporte de enerxía (Pedraza, 1996). As perturbacións son ocasionadas pola fricción do vento sobre a superficie da auga, aínda que de forma excepcional poden vencellarse a actividade sísmica, a procesos xeomorfolóxicos e xeolóxicos (deslizamentos, vulcanismo, etc.) ou á propia actividade humana (navegación). Unha vez xerada a onda, esta transmítese seguindo a dirección principal do vento. A media que se achegan ao litoral, comezan a verse afectadas pola topografía submarina, que pode afectar á dirección, lonxitude, velocidade e altura (Figura 22). Na zona de rompente, a onda fréase, elévase e finalmente rompe, producindo un fluxo turbulento con gran incidencia no transporte do sedimento (Anderson & Anderson, 2010; Dabrio, 2010). Segundo a súa xénese, as ondas poden clasificarse en:

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- De vento: son as que está sometidas á influencia directa do vento que as produce. Normalmente teñen lonxitudes de onda curtas e de altura variable segundo as condicións atmosféricas.
- De fondo: son ondas que non están baixo a influencia directa do vento que as formou, propagadas fóra da súa área de orixe. Tende a ser unha ondada de período regular e lonxitude de onda longa.
- *Tsunamis*: ondas relacionadas coa actividade sísmica submarina ou con procesos xeolóxicos e xeomorfolóxicos. Son ondas extraordinarias, capaces de transportar grandes masas de auga, que ao chegar á zona de rompente acadan grandes alturas. Son eventos moi destrutivos.

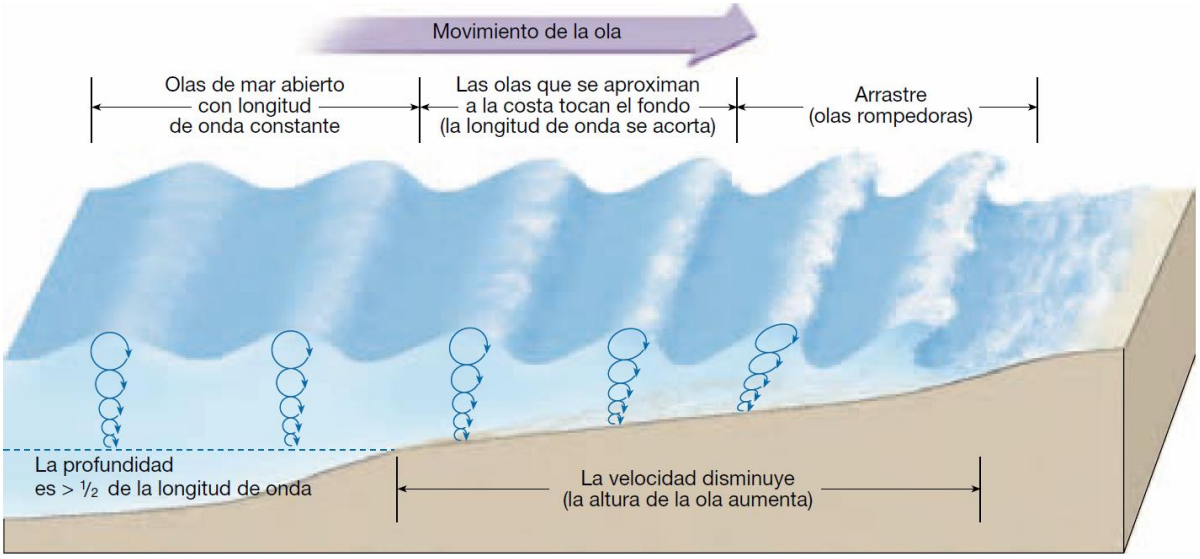


Figura 22: Modelo de aproximación das ondas ao litoral. A topografía submarina interfire nas ondas cando se atopan a unha profundidade inferior á lonxitude da onda. A velocidade diminúe e as ondas compáctanse, diminuíndo a lonxitude e incrementando a súa altura, ata que estas colapsan (rompen) na zona de arrastre ou rompente. Fonte: Tarbuck & Lutgens (2005).

Nas costas sedimentarias, a ondada de vento e de fondo habituais contribúen a progradar o perfil litoral, adquirindo pendentes lixeiras, namentres que ondadas máis enerxéticas, producen un arrastre do sedimento cara o mar e a erosión do litoral (Ibarra Marinas & Belmonte Serrato, 2017; Morales & Pérez-Alberti, 2019). O réximes de ventos controlan tanto a procedencia da ondada como a deriva litoral, sendo un dos factores máis importantes da dinámica litoral. Non obstante, outros factores como a configuración costeira, tamén desempeñan un papel fundamental na propagación e incidencia da ondada. O ángulo de incidencia afecta significativamente ao mobilización dos sedimentos, pois a maior capacidade de transporte prodúcese con ondas oblicuas (45°) á liña litoral (Petersen et al., 2008a).

2.1.2.2 Mareas e correntes litorais

As mareas e as correntes mariñas son outros factores hidrodinámicos que tamén inflúen na dinámica litoral, tanto directamente coma indirectamente, ao interactuar e modificar a ondada (Woodroffe, 2002). As mareas son oscilacións periódicas do nivel medio das masas de auga debido a interacción gravitatoria entre a Terra, a Lúa e Sol. Poden ser semi-diúrnas (dúas

variacións diarias ou diúrnas (unha variación diaria) ou mixtas, dependendo de variables morfolóxicas e dinámicas locais. A súa influencia na dinámica costeira débese ao seu efecto impulsor da ondada, a existencia dunha franxa sometida altenativamente á condicións subacuáticas e subaéreas (zona intermareal) é as correntes de marea, con gran capacidade de mobilización do sedimento en sistemas controlados pola marea (Morales & Pérez-Alberti, 2019; Pedraza, 1996).

As correntes litorais afectan á deriva litoral, e polo tanto, á reorganización do sedimento. A pequena escala débese destacar as correntes de resaca, as cales son o resultado do fluxo canaliforme das ondas ao retroceder, chegando a producir cambios nos perfís das praias como a formación cúspides (*beach cusps*) (Gutiérrez Elorza, 2008).

2.1.2.3 Dispoñibilidade de sedimentos

A dispoñibilidade de sedimentos para ser transportados é un factor de primeira orde na dinámica litoral (Morales & Pérez-Alberti, 2019). As características do sedimento (textura, natureza, composición, etc.) determinan o efecto dos procesos morfodinámicos sobre o litoral, pois a resposta dunha costa rochosa, unha praia de area ou un coído, non será igual ante un mesmo proceso. A erosión dos depósitos sedimentarios e das costas rochosas, as achegas de material fluvial e a incorporación de bioclastos son as principais fontes de aportes sedimentarios aos sistemas costeiros. A morfoloxía das costas sedimentarias están supeditadas ao balance sedimentario. Cando existe un equilibrio entre os aportes e a erosión os sistemas mantéñense estables, aínda que a súa morfoloxía cambie constantemente (Dabrio, 2010; Ibarra Marinas & Belmonte Serrato, 2017). O desaxuste deste equilibrio supón un cambio na dinámica costeira, podendo ser progradante ou regresiva. O balance sedimentario está supeditado aos condicionantes locais de cada sector costeiro, tanto abiótoicos (fisiografía do sector, litoloxía, factores hidrodinámicos e climáticos, etc.), bióticos (produción biolóxica do litoral) e antrópicos (usos do solo, urbanización, construción de infraestruturas, etc.).

2.1.2.4 Cambios do nivel do mar

As variacións do nivel do mar é o principal factor de cambio nas dinámicas costeiras a longo prazo (Gutiérrez Elorza, 2008; Morales & Pérez-Alberti, 2019; Rovere et al., 2016; Sáez et al., 2018). Unha variación duns poucos cm no nivel do mar pode alterar o equilibrio dinámico dun sector costeiro, mentres que variacións de varios metros tenden a supoñer o despezamento do sector afectado polas dinámicas costeiras. O contexto actual de subida do nivel do mar, con taxas de aumento de ~3,7 mm anuais (IPCC, 2021, 2023; Marcos et al., 2005), está a afectar a sectores costeiros ao superar os seus limiares de adaptación.

2.1.2.5 Configuración e topografía do sector

A morfoloxía dun sector inflúe directamente sobre os factores e procesos que actúan sobre a súa dinámica (Woodroffe, 2002). O configuración dunha costa inflúe directamente sobre os factores hidrodinámicos e sedimentarios. No caso da ondada, a configuración da costa define aspectos como a difracción ou a incidencia, podendo diferenciar entre sectores enerxético, onde a ondada impacta de forma moi directa, ou sectores pouco enerxéticos, onde a ondada xa chega moi debilitada. Con respecto as mareas, a configuración da costa intervén directamente na súa incidencia. Así as superficie aplanadas, con escasa pendente, poden ser

USC

máis susceptibles a incidencia do ciclo de mareas. As costas máis recortadas, poden presentar sectores de estreitamento, onde os fluxos mareais comprímense e aceléranse, incrementando a súa capacidade de mobilización sedimentaria. Da mesma forma, a fisiografía e topografía do sector é un factor principal na configuración sedimentaria da costa e da capacidade de adaptación das súas formacións. Como exemplo pódese citar a adaptación dun sistema praia-duna ante unhas condicións transgresivas, que dependerá en parte da topografía do sector (espazo de acomodación).

2.1.2.6 Actividade antrópica

A actividade humana incide en maior ou menor medida da dinámica de moitos sectores costeiros, tanto de forma indirecta, como a retención de sedimentos fluviais nas represas, alterando a achega de material; coma de forma directa, como coa construción de estruturas sobre o litoral (Syvitski et al., 2022). A urbanización e construción de estruturas para a estabilización costeira (diques, espigóns, escolleras, paseos marítimos, etc.) afectan directamente ao medio costeiros e a súa dinámica. Esta afección non se restrinxe á zona urbanizada, senón que produce cambios na dinámica que poden afectar a sectores adxacentes. Así, a construción dun dique supón un cambio no patrón hidrodinámico (esencialmente ondas e correntes) que acabaran por alterar o equilibrio sedimentario, aumentando a erosión nalgúns sectores e a acumulación noutros. O uso do solo tanto na costa como en sectores máis interiores afecta ao transporte sedimentario a través dos ríos. Así o uso agrícola do terreo ten favorecido a erosión e o arrastre de material a través dos ríos, que nas últimas décadas, se veu reducido (en moitos casos) pola construción de represas. Este cambio no aporte sedimentario incide nos sistemas costeiros, especialmente os relacionados coas dinámicas fluvio-mariñas, como os deltas ou as marismas. A ocupación de sistemas dunares, tanto por urbanización como por uso agrícola, tamén supón un impacto sobre a dinámica dos sistemas praia-duna, ao reducir o seu espazo de acomodación e a súa capacidade de mobilizar sedimento. Neste senso, débese sinalar que a extracción de area en sistemas dunares tamén foi unha práctica común ata as décadas de 1970-1980 (Blanco-Chao, 2019).

2.1.3 AS COSTAS SEDIMENTARIAS

Ao longo do tempo téñense proposto diferentes clasificación das costas, co fin de estandarizar e simplificar a súa caracterización. Finkl (2004) realizou unha revisión exhaustiva sobre diferentes propostas e metodoloxías, con enfoques moi diversos: propiedades físicas, aspectos ecolóxicos, modelos evolutivos, etc. Con todo, a clasificación máis simple que se pode facer é a diferenciación entre costa rochosa, sedimentaria e artificial, nas que se pode incluír a gran maioría das costas mundiais. Así, as costas sedimentarias serían aquelas dominadas por acumulacións sedimentarias, presentando un maior dinamismo en comparación coas costas rochosas.

2.1.3.1 Sedimentoloxía costeira

A sedimentoloxía é a disciplina encargada da interpretación e reconstrución dos ambientes sedimentarios do pasado. Está moi ligada á estratigrafía, pois susténtanse nos mesmos principios básicos, pero con obxectivos diferentes. Mentres a sedimentoloxía

USC DE COMPOSTELA

céntrase en investigar os procesos de formación e evolución das facies sedimentarias, a estratigrafía enfócase na súa organización cronolóxica dentro da escala de tempo xeolóxico. Os estudos sedimentolóxicos propiamente ditos non aparecen ata o século XIX (Middleton, 2003), e o propio concepto de sedimentoloxía sería empregado primeiramente por Trowbridge en 1925 (Waddell, 1933). A orixe da sedimentoloxía, como disciplina científica, pódese situar nos séculos XV e XVI, onde a observación da paisaxe e dos fenómenos naturais que a modifican, xogaron un papel crucial no desenvolvemento da ciencia moderna, especialmente nas ciencias da terra (Fragoso et al., 2022). Nicolaus Steno (1638-1686) foi un dos pioneiros no estudo das formacións sedimentarias. En *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromuss* (1669) incorpora por primeira vez o termo "facies", o cal emprega para referirse a un conxunto de aspectos que definen un complexo sedimentario durante un tempo xeolóxico específico. Este concepto foi recollido por Gressly (1838), considerado por moitos como o pai da estratigrafía, para referirse as diferentes características que definen unha capa sedimentaria. Posteriormente, Johannes Walther (1894) introduciu un principio coñecido como a "Lei de facies de Walther", onde se establece que calquera sucesión vertical de facies é un rexistro de ambientes deposicionais que foron lateralmente adxacentes entre si no pasado xeolóxico. Esta correspondencia de facies vertical e lateral aínda se emprega na actualidade para reconstrucións paleoxeográficas (Fragoso et al., 2022).

A sedimentoloxía costeira pódese definir como o estudo do transporte e deposición dos sedimentos nos medios costeiros, incluíndo a análise da súa composición, dinámica e orixe. No seu estudo integra datos e procedementos de diferentes disciplinas como a mineraloxía, xeomorfoloxía, estratigrafía, dinámica de fluídos, xeoquímica, oceanografía, entre outros (Arche, 2010). As costas sedimentarias están formadas por acumulacións (depósitos) de materias sedimentario, con orixes e comportamentos morfodinámicos moi diferentes. Os depósitos sedimentarios son xeoformas resultado da acumulación de materiais non consolidados, cuxa formación e evolución pode derivar de procesos moi heteroxéneos. O estudo dos diferentes parámetros sedimentolóxicos permite interpretar a dinámica destes medios e inclusive a súa formación e evolución posterior. Os principais factores que definen a composición dun depósito sedimentario son: 1) área fonte, 2) procesos de meteorización e alteración, 3) transporte e 4) condicións deposicionais.

- **Área fonte**

A natureza da área fonte é o principal factor na configuración dun sedimento, pois define a súa composición e características texturais orixinais (Arribas, 2010). O tamaño de partícula dominante dun sedimento non só é indicativo do proceso de sedimentación, xa que a natureza do substrato é tamén un aspecto relevante. Por exemplo, Palomares & Arribas (1993) propuxeron o Índice de Xeración de Area (*SGI, Sand Generation Index*), que cuantifica a capacidade de xerar sedimento tamaño area segundo a tipoloxía do substrato. Segundo este índice, as rochas graníticas posúen unha capacidade de xerar partículas tamaño area entre 14 e 20 veces superior a rochas metamórficas coma as lousas ou os xistos. Segundo Perry & Taylor (2007) a natureza do sedimento pode dividirse en tres tipoloxías básicas: detritos minerais, sedimentos bioxénicos ou orgánicos e partículas antropoxénicas. O material detrítico, composto por grans minerais e fragmentos de rocha son o elemento maioritario en gran parte das acumulacións sedimentarias costeiras. A súa orixe pode ser continental (erosión de cantís e outros depósitos continentais), fluvial (transportados polos ríos), eólica (duna) ou mariña (corpos sedimentarios submarinos). En moitos casos poden considerarse polixenéticos, ao estar sometidos a diferentes procesos de alteración, meteorización, erosión,

transporte, sedimentación, litificación ou reelaboración. Ademais da compoñente mineral, un porcentaxe significativo dos sedimentos costeiros son de orixe bioxénica, formados principalmente por compostos carbonatados procedentes de cunchas, algas calcarias, etc. Por último, o material de orixe antrópica (escombros, metais, fibras, envases, etc.) teñen cada vez máis incidencia na composición sedimentaria, especialmente no caso dos plásticos e microplásticos (Corcoran et al., 2009).

- **Meteorización e alteración**

Os procesos de alteración e meteorización son determinantes na xénese e evolución do sedimento. A intensidade da alteración está controlada polas condicións climáticas e a cobertura vexetal, ao incidir na velocidade das reaccións químicas. A alteración produce a diminución dos minerais inestables en favor dous máis estables (Arribas, 2010; Taboada & García 1999a, 1999b). Os silicatos ofrecen un maior grao de estabilidade en ambiente sedimentario, podéndose considerar a "Serie de reacción de Bowen" (1928) como unha escala de estabilidade, na que os minerais máis inestables son os que presentan menor contido en sílice e xerarse baixo temperaturas e presións elevadas. Estas condicións de formación afástanlles do estado de equilibrio en ambientes sedimentarios, moi próximos á superficie terrestre. A menor estabilidade química de determinados compoñentes está tamén condicionada por unha inestabilidade textural (unións cristalinas máis débiles), como no caso das micas (Arribas, 2010).

- **Transporte**

O transporte de sedimentos pode realizarse a través de diferentes medios, principalmente auga, vento ou xeo. Os limiares de arrastre e transporte das partículas determinan en gran medida as características e a evolución dos depósitos sedimentarios, pois cando as taxas de fluxo non son o suficientemente enerxéticas, pérdese a capacidade de mobilización das partículas e depositan (Perry & Taylor, 2007). Estes limiares de transporte/deposición varían segundo as características das partículas (tamaño, forma, densidade) e do sedimento (cohesividade, grao de agregación); mentres que a dirección do transporte depende do equilibrio entre os procesos dinámicos que actúan sobre o sedimento, como as ondas, o vento, as correntes, ou o fluxo de marea (Davidson-Arnott et al., 2019). Segundo Arribas (2010), durante o transporte, a composición do sedimento pode ser modificada, tanto pola alteración química como por unha serie de procesos físicos, entre os que se atopan a abrasión mecánica, a selección dinámica e os procesos de mestura.

A abrasión mecánica é o proceso de desgaste físico mediante o roce e os impactos entre partículas e clastos, cuxa efecto varía segundo as súas propiedades químicas e físicas, na que os minerais máis inestables quimicamente son tamén os máis afectados fisicamente. A morfoloxía das partículas vaise modificando en base á intensidade e a duración dos procesos abrasivos, ademais existe unha relación entre o tamaño do sedimento e a incidencia da abrasión (Arribas, 2010; Perry & Taylor, 2007). A menor tamaño de sedimento (areas e gravas finas) o mecanismo de abrasión dominante é o movemento de barrido das partículas contra o substrato ou partículas maiores, pero un incremento de enerxía da onda xera o movemento en suspensión das partículas finas e a posta en marcha de abrasión por impacto das partículas de maiores dimensións (Feal-Pérez & Blanco-Chao, 2013; Robinsom, 1977).

O material transportado por un fluxo pode ser seleccionado granulometricamente en base á velocidade e intensidade do fluxo. Nos sistemas litorais, a hidrodinámica (ondas, mareas,

correntes) encárganse de seleccionar o sedimento segundo as súas propiedades, como tamaño, forma ou densidade, condicionando a composición (Figura 23) das diferentes facies (Arribas, 2010). Os sedimentos máis grosos (gravas e areas) depositanse nos sectores máis enerxéticos, como as praias ou zonas de fortes correntes, mentres que os máis finos (limos e arxilas) tenden a depositarse en sectores de baixa enerxía ou nos fondos mariños (Davidson-Arnott et al., 2019).

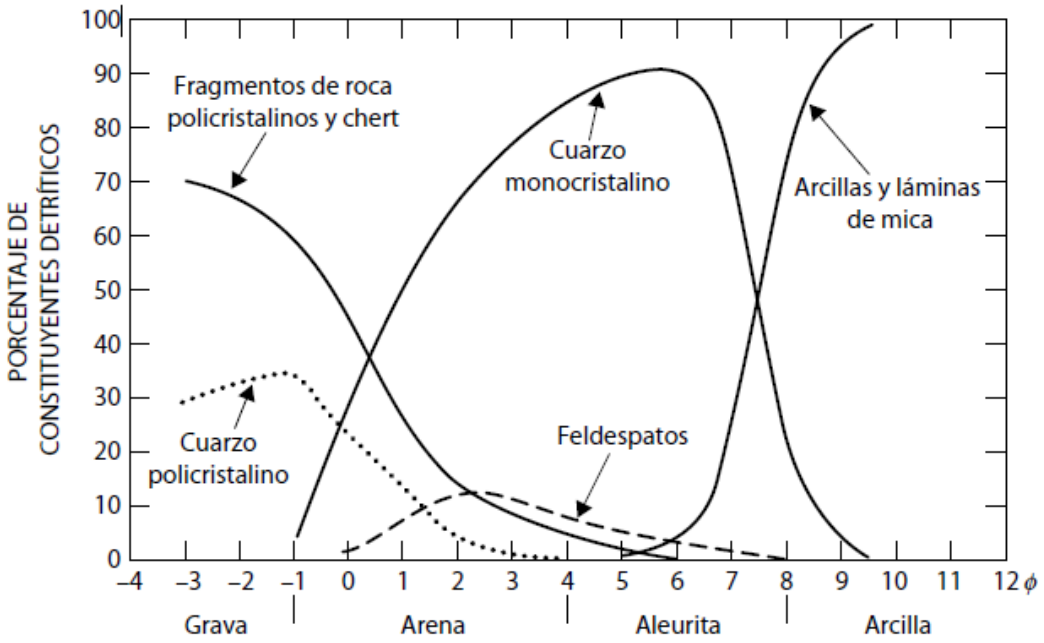


Figura 23: Modelo de relación entre tamaño de partícula e composición en depósitos siliciclásticos. As gravas estarían conformados principalmente por fragmentos de rocha e cuarzo. As areas e os limos grosos estarían dominadas por cristais de cuarzo, mentres que o material máis fino, por minerais de arxila e mica. Fonte: Arribas (2010).

A composición das acumulacións sedimentarias pode variar por procesos de mestura entre depósitos de diferente natureza (Arribas, 2010). A causa desta mestura pode ser moi variable, pero nos medios litorais tende a ser resultado da interferencia entre os aportes fluviais e os costeiros, a erosión dos depósitos continentais ou sistemas dunares, o arrastre de material eólico, ou por varios deles. Esta mestura explica a complexidade sedimentaria dos depósitos costeiros e o carácter polixenético das partículas que o conforman.

- **Condicións deposicionais**

O sedimento pode seguir evolucionando dentro da propia cunca de sedimentación, modificando a súa composición ata o seu enterramento. Os procesos que actúan interna e externamente despois da súa deposición poden ser físicos (erosión, acomodación) ou químicos-biolóxicos (oxidación, diaxénese) (Davidson-Arnott et al., 2019). O coñecemento das condicións deposicionais permite a interpretación da evolución dun sedimento unha vez fosilizado, polo que se deben ter en conta aspectos da cunca de sedimentación como as condicións climáticas, o tipo de drenaxe, a dinámica xeomorfolóxica, o control estrutural ou o impacto antrópico (Arribas, 2010; Syvitski et al., 2022).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.1.3.2 As praias

As praias son acumulacións sedimentarias depositadas por acción da ondada, cuxo rango de acción define os seus límites, estando presentes en costas de tódalas latitudes (Short, 2004). As praias poden estar compostas por un sedimento dominado pola fracción area (areais) ou por cantos e bloques (coídos), que actúan como amortecedor da enerxía da ondada. Son morfoloxías moi dinámicas, onde o sedimento que o conforma non está compactado e é facilmente remobilizado polas ondas (Figura 24) e a deriva litoral (Blanco-Chao, 2019; Dabrio, 2010; Davidson-Arnott et al., 2019; Pedraza, 1996; Perry & Taylor, 2007).

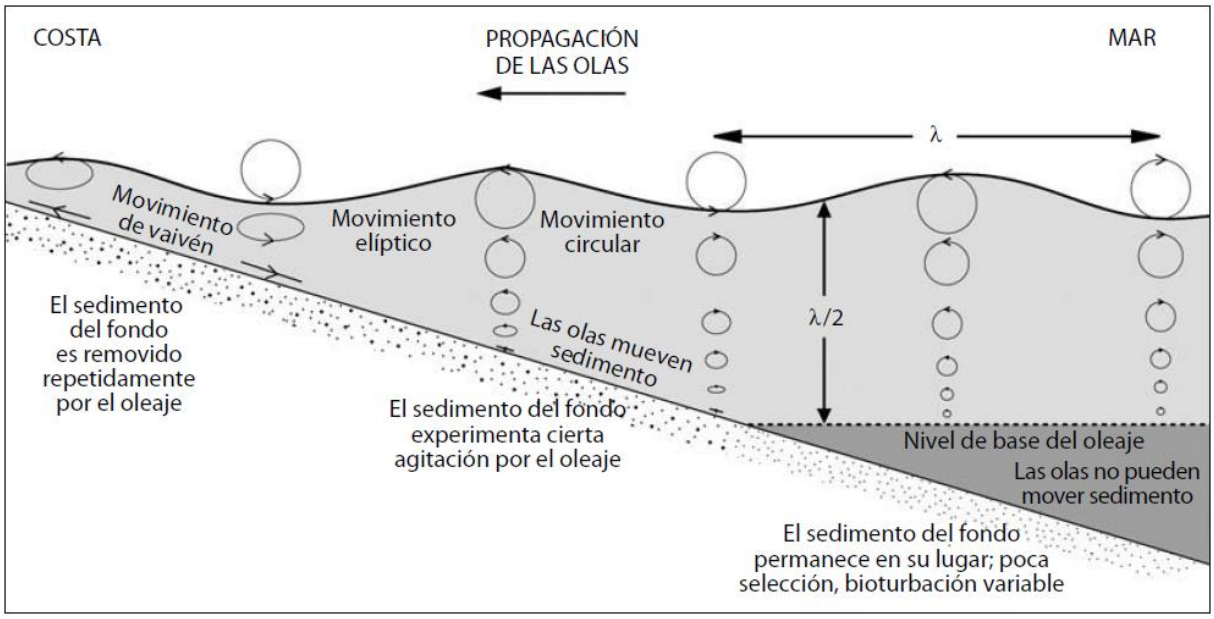


Figura 24: Mobilización do sedimento de praia por efecto das ondas. O movemento circular decrece en profundidade ata acadar a metade da lonxitude da onda (λ), onde se perde a capacidade de mobilización do sedimento. Cando o nivel de base da onda acada o fondo mariño, estas comezan a levantarse e deformarse ata que terminan rompendo, provocando un movemento turbulento de vaivén que arrastra o sedimento. Fonte: Dabrio (2010).

A composición e as características texturais do sedimento tamén inciden directamente na configuración das praias. Así, a presenza de material groso (cantos, gravas e areas grosas) favorece a infiltración dos fluxos turbulentos creados tras a rompente das ondas, polo que tenden a dar perfís de praia máis curtos e de maior pendente (Rieux et al., 2023). Debido a este dinamismo o perfil das praias cambia constantemente, adaptándose as condicións hidrodinámicas, pero que de forma xeral, muda ciclicamente entre os períodos de tormentas e os de maior estabilidade (Ibarra Marinas & Belmonte Serrato, 2017; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Morales & Pérez-Alberti, 2019). O clima do NO peninsular favorece a chegada de borrascas atlánticas durante o final do outono e os meses invernais, provocando o trasporte de sedimento cara os sectores baixos da praia e o cambio dende perfís máis reflectivos a disipativos. Pola contra, as condicións máis estables e menos enerxéticas, normalmente nos meses estivais, leva a un transporte do sedimento cara á terra (*onshore*), facendo que a praia recupere un perfil de maior pendente.

Os estudos sobre o litoral tenden a prestar moita atención aos parámetros xeomorfolóxicos, pois son os principais criterio para a súa clasificación (Dabrio, 2010). Un dos principais factores que introducen variabilidade na tipoloxía de praias é a diversidade de

ambientes enerxéticos costeiros, derivados da exposición da praia á ondada (Blanco-Chao, 2019). Baseándose en parámetros morfodinámicos, Wright & Short (1984) clasifican as praias en tres tipoloxías básicas: disipativas, reflectivas e intermedias. As praias disipativas son propias de condicións de alta enerxía. Presentan un perfil alongado, de baixa pendente, compostas por areas finas a medias. As praias reflectivas caracterízanse por pendentes pronunciadas e bermas ben desenvoltas. Prodúcense en sectores abertos dominados por ondas baixas e compostas principalmente de areas grosas e gravas. As praias intermedias representan un conxunto de subtipoloxías entre as disipativas e as reflectivas, caracterizadas por un espectro de perfís, comunmente reflectivos en cotas de marea alta e disipativos en cotas de marea baixa, co desenvolvemento frecuente de sistemas de barras. De forma xeral, fórmanse en condición de ondada moderada e cuxa composición esta dominada por areas finas ou medias (Short, 2004).

2.1.3.3 As dunas costeiras e os sistemas praia-duna

As dunas costeiras son morfoloxías eólicas desenvoltas en ambientes con elevada dispoñibilidade de sedimentos soltos, susceptibles de ser arrastrados polo vento. A súa xénese está intimamente ligada á das praias, conformando un sistema sedimentario conxunto (praia-duna), onde as praias son os sectores de maior mobilidade mentres que as dunas actúan como reserva sedimentaria (Ibarra Marinas & Belmonte Serrato, 2017; Martínez et al., 2008; Mir-Gual & Pons, 2011). As dunas costeiras non se circunscriben a todas as morfoloxías eólicas preto da costa, senón a aquelas que dependen da dinámica litoral, e cuxa fonte de alimentación principal é (ou foi) unha praia (Psuty, 2008).

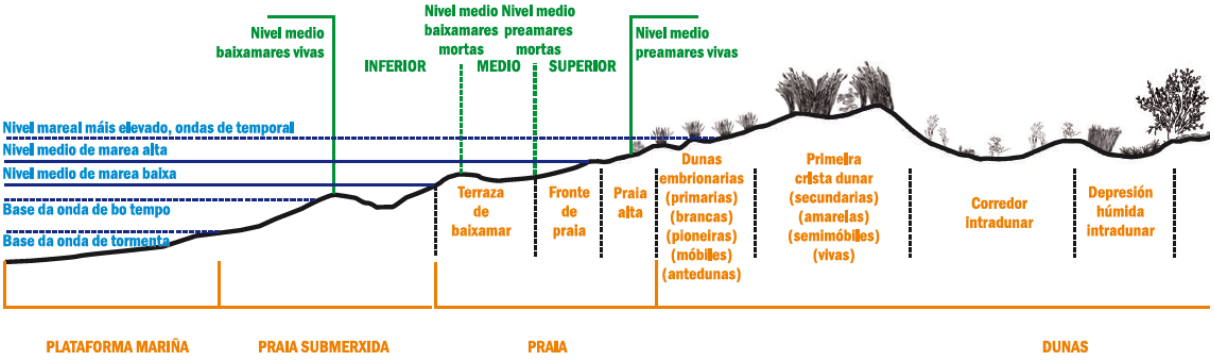


Figura 25: Zonificación dos sistemas praia-duna. O límite entre a praia e a duna sitúase na fronte dunar, que pode definirse tanto por un cambio na pendente por efecto das ondas (escarpa dunar) como polo límite da vexetación propia das dunas incipientes (foredunes). As dunas secundarias presentan menor dinamismo e tenden a presentar unha maior estabilización vexetal. Entre os cordóns dunares aparecen depresión intradunares, resultado de procesos de deflación eólica ou das mareas (en ambientes intermareais). Fonte: López-Bedoya & Freire-Boado (2013).

As dunas costeiras sitúanse en cotas superiores ao nivel de preamar, e están conformadas xeralmente por partículas finas arrastradas polo vento dende a superficie seca da praia, quedando atrapadas na vexetación que coloniza a superficie dunar. Con todo, as dunas tamén se ven afectadas ocasionalmente pola acción das ondas durante eventos de alta enerxía, que xera procesos erosivos, como parte da súa dinámica. A amplitude do complexo dunar depende da dispoñibilidade de sedimento e do réxime de ventos, podendo configurar sistemas dunares extensos, formados por varios cordóns dunares que avanzan seguindo a dirección dominante

dos ventos (Davidson-Arnott et al., 2019; Gutiérrez Elorza, 2008; Hesp, 2002; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Martínez et al., 2008).

A clasificación ou zonificación dos sistemas dunares costeiro pode basearse en diferentes parámetros e enfoques, sendo un dos máis empregados a súa división segundo aspectos morfodinámicos e nivel de fitoestabilización. Jungerius (1990) diferenza tres fases evolutivas dunares, en función dos nivel de edafización e da cobertura vexetal: I) dunas amarelas, aquelas que está desprovistas de vexetación e sen edafizar; II) dunas grises, altérnanse áreas sen vexetación con outras estabilizadas, onde os solos presentan horizonte A ou Bw; III) dunas marróns, colonizadas por vexetación arbórea, con horizontes edáficos ben desenvoltos. Segundo Psuty (2008) a clasificación máis sinxela que se pode efectuar é a diferenciación entre dunas primarias (*foredunes*) e secundarias (Figura 25). As dunas primarias son cristas eólicas paralelas á costa situadas no límite coa praia, existindo un intercambio sedimentario segundo as fases de acreción e erosión. Na fase de formación (embrionaria) aparece vexetación pioneira (*e.g. Honckenya peploides*) sobre pequenas acumulacións sedimentarias na parte traseira da praia, podendo ter un carácter estacional. O desenvolvemento dunar continúa, incrementando a cobertura vexetal con especies de maior porte (*e.g. Ammophila arenaria*) e capacidade de fixar sedimento, aumentando o seu tamaño. Con todo, o seu desenvolvemento depende do balance sedimentario (taxas de acumulación/erosión), da topografía do sector, das condicións climáticas, da densidade e tipoloxía da cobertura vexetal, da magnitude e frecuencia dos eventos de alta enerxía (tormentas), do perfil da praia, etc. (Hesp, 2002; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013). Por efecto das ondas, pódense crear corredores de inundación (*washover*) que penetran nos cordóns de *foredunes* transversalmente. As dunas secundarias fórmanse por evolución das dunas primarias cara condicións máis estables ou pola progradación da duna cara o interior continental. Tenden a organizarse en cordóns dunares separados por depresión froito dos procesos de deflación eólica (corredores intradunares, *blowouts*) (Figura 26). Unha vez que as dunas se estabilizan complemente, manteñen a súa morfoloxía anterior, pero perdendo a capacidade de progradación (Psuty, 2008).

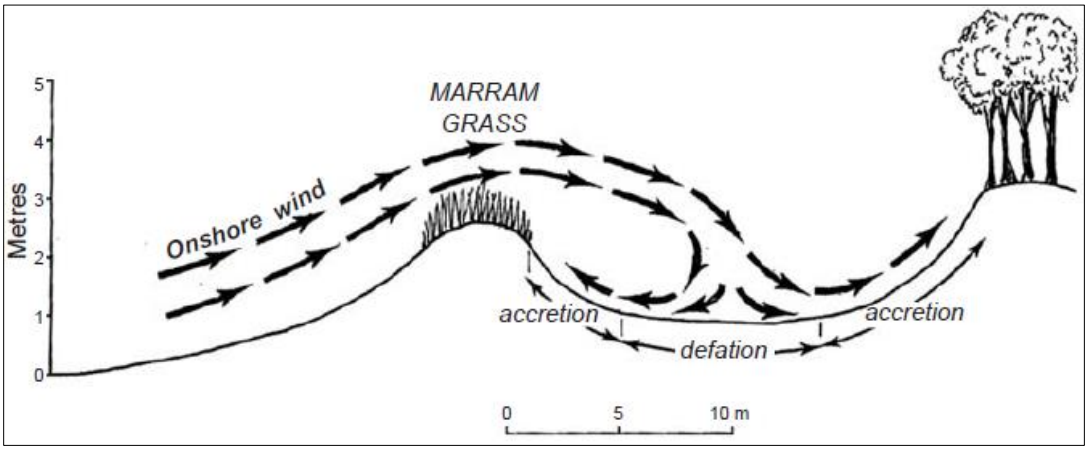


Figura 26: Procesos de deflación eólica. O vento, ao atravesar a topografía irregular das dunas xera trubulencias que poden terminar por crear depresións intradunares. Fonte: Bird (2008).

2.1.3.4 Equilibrio morfodinámico e procesos erosivos

Nas costas sedimentarias é fácil observar as variacións na liña costeira, pois esta prograda (avanza) cando a deposición de sedimentos excede ás taxas de erosión, mentres que á inversa,

retrocede. O dinamismo dos sectores sedimentarios leva a que estes estean en constante cambio, polo que se debe diferenciar entre as variacións cíclicas, que se poden vencellar a un equilibrio morfodinámico, e ás tendencias dinámicas (regresivas ou progradantes). Os cambios morfolóxicos nos sistemas praia-duna non teñen por que significar un cambio no equilibrio morfodinámico (Bird, 2008; Ibarra Marinas & Belmonte Serrato, 2017; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013). O exemplo máis claro é o cambio estacional no perfil da praia, así o traslado do sedimento da parte emerxida cara o infralitoral que ocorre durante a chegada das borrascas invernais, retorna durante as condicións menos enerxéticas do verán. Tamén se poden producir variacións dentro do sistema, como a erosión dun sector e a acumulación noutro, causado pola variabilidade hidrodinámica (ondas, correntes, deriva litoral). De igual forma, as dunas primarias caracterízanse por cambios cíclicos erosión /progradación, así as dunas incipientes vense afectadas polos cambios estacionais (inverno-verán) mentres que as *foredunes* con maior desenvolvemento soen actuar coma defensa e reserva sedimentaria en caso de eventos de moi alta enerxía ou intervalos de alta concentración de eventos tormentosos, con períodos de retorno de varios anos ou lustros. Estas variacións tenden a reequilibrarse a curto e medio prazo.

Este equilibrio pode alterarse por cambios en un ou varios factores que controlan a dinámica costeira (factores hidrodinámicos, vento, balance sedimentario, configuración do sector, nivel do mar), tanto por causas naturais como inducidos pola actividade humana (López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Syvitski et al., 2022). Ante calquera modificación dinámica, os sistemas adáptanse (sempre que sexa posible) ata unha nova situación de equilibrio. As condicións dinámicas da costa están directamente vencelladas ás oscilacións climáticas que se producen a escala de décadas ou séculos (Bird, 2008; Morales & Pérez-Alberti, 2019). A longo prazo, os cambios do nivel do mar desprazan a zona litoral, cuxo efecto é unha reconfiguración xeneralizada dos sistemas costeiros.

2.1.4 O CONTEXTO MORFODINÁMICO E SEDIMENTOLÓXICO DA COSTA GALEGA

A costa sedimentaria representa arredor do 30 % do litoral galego, composto predominantemente por sectores rochosos. Mostran unha gran diversidade de tipoloxías, características sedimentolóxicas, réximes de enerxía das ondas e morfodinámica. Un importante número de praias aparecen en pequenas enseadas, moitas delas ao pé de cantís, mentres que as praias con maiores lonxitudes tenden a están asociadas a extensos complexos barreira-lagoa ou frechas que pechan sistemas intermareais e estuarinos. A variedade de morfoloxías sedimentarias da costa galega deriva do carácter irregular e recortado da costa, controlado por factores xeolóxicos e tectónicos. Esta forma irregular en planta introduce variacións no grao de exposición á ondada. A complexa fisiografía costeira tamén forza fenómenos de difracción das ondas, que determinan a distribución da enerxía e os cambios na morfoloxía das praias (Blanco-Chao, 2019). Moitos dos areais teñen encostado un sistema dunar, conformando sistemas praia-duna, pero de extensión modesta na maioría dos casos. Os materiais proceden de diversas fontes, principalmente das achegas sedimentarias dos ríos, da erosión dos cantís e depósitos costeiros e dos aportes bioxénicos. A subida do nivel do mar durante o Holoceno supuxo a erosión dos depósitos preexistentes, aportando inxentes cantidades de sedimento a unha costa aínda en configuración (Bao et al., 2007; Cajade-Pascual et al., 2023; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015; Sáez et al., 2018).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.1.4.1 A investigación sedimentolóxica

Nun sentido amplo, as praias e os sistemas praia-duna son as morfoloxías máis características da costa sedimentaria galega. Téñense proposto diferentes clasificacións para as principais tipoloxías de praias de Galicia, atendendo á súa morfoloxía, espazo de acomodación e incidencia da ondada (López-Bedoya & Pérez-Alberti 2006a; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013). A primeira gran división pódese establecer en base ao tamaño dominante do sedimento que as conforma, distinguindo entre praias de area ou areais e praias de bloques ou coídos. Existe unha importante produción científica centrada no estudo dos coídos (*e.g.* Blanco-Chao et al., 2005, 2006, 2007, 2022; Gómez-Pazo, 2022; Gómez-Pazo & Pérez-Alberti, 2022; Pérez-Alberti & Blanco-Chao, 2005; Pérez-Alberti & López-Bedoya, 2003; Pérez-Alberti & Trenhaile, 2015; Pérez-Alberti et al., 1998a, 2009; Rodríguez-Martínez et al., 2015). Non obstante, a investigación sobre a sedimentoloxía e a morfodinámica costeira tense centrado nos areais e sistemas praia-duna, posiblemente relacionado co seu maior dinamismo.

O aporte fluvial é a fonte primixenia de sedimento en moitas costas do mundo, pero no caso de Galicia, a fisiografía da súa costa dificulta o establecemento de longas derivas litorais e sitúa a desembocadura dos principais rios no fondo de rías ou enseadas, que imposibilita o transporte do material fluvial máis alá dos sectores proximais (Bernárdez et al. 2012; Blanco-Chao, 2019). Polo tanto a fonte dos sedimentos é basicamente local, onde a erosión dos antigos depósitos sedimentarios parece ser a fonte principal de moitos sistemas praia-duna, aínda que noutros casos o material fluvial local, o transporte eólico ou o aporte bioxénico pode ser determinantes na súa configuración. Esta complexidade xenética fai imprescindible o estudo en detalle de cada sector para poder interpretar a súa orixe. En canto a composición mineralóxica, as praias galegas son esencialmente silicilásticas, con proporcións variables de cuarzo, feldespato e compoñentes secundarios, segundo a natureza do material e as características locais do sector (Arribas et al. 2010). Aínda que a composición tamén pode variar segundo a exposición da praia (de Jong & Poortman 1970), as variables hidrodinámicas teñen fundamentalmente incidencia sobre outras características sedimentolóxicas como o tamaño medio de partícula ou o nivel de selección (Blanco-Chao, 2019). Ademais da fracción mineral, o sedimento dos sistemas praia-duna conten proporcións variables de material carbonatado de orixe bioxénica, derivado das cunchas de organismos bentónicos (bivalvos, equinodermos, gasterópodos, etc.) e de algas calcarias. O contido en bioxénicos está intimamente relacionado coa produtividade biolóxico da contorna (Bernárdez et al. 2012; Blanco-Chao, 2019; Flor et al., 2004; Vilas et al. 2005).

O estudo sedimentolóxico dos sistemas praia-duna pode ser de gran importancia tanto para a caracterización costeira, a análise morfodinámica e a interpretación paleoambiental, este último, que será abordado no capítulo III. Entre os estudos enfocados na caracterización e na dinámica recente, destaca o elevado número de investigacións realizadas na contorna da ría de Vigo (Alejo & Vilas,1988; Alejo et al., 1990; Clemente et al., 2004; González-Villanueva et al., 2007; Nombela & Vilas, 1990; Queralt et al., 2002). Bernabeu et al. (2012) analizan os parámetros granulométrico e o contido en material bioxénico de quince praias da ría de Vigo (Barra, Liméns, Rodeira, Vilela, Xunqueira, Domaio, Cesantes, Arealonga, Alcabre, Samil, O Vao, Patos, Panxón, América e Ladeira) co fin de establecer a relación entre as variacións hidrodinámicas (ondas, correntes, mareas) e a morfoloxías das praias. Sendo o equilibrio entre o efecto da ondada e o aporte sedimentario, o principal factor que controla a morfoloxía dos areais. As Illas Cíes tamén teñen sido obxecto de numerosos estudos sedimentolóxicos

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

(Costas, 2006; Costas & Alejo, 2007; Costas et al., 2005, 2006a, 2006b), centrados no sistema barreira-lagoa de Rodas.

Na ría de Pontevedra Rodríguez et al. (1987) realizan unha caracterización dos sedimentos de tres praias (Areas, Montalvo e Sanxenxo), xunto con outras praias da península do Grove (A Lanzada e Mexilloeira) e da ría de Arousa (Mañóns, Barraña, Pobra do Caramiñal, Cabío, Gorna e Ribeira); relacionando as característica granulométrica e o porcentaxe de material bioxénico. Tamén se teñen realizado estudos sobre os sedimentos dos complexos de Corrubedo (Alejo et al., 1999; Rodríguez et al., 1985, 1987; Vilas et al., 1986) e Louro (Alejo et al., 1999; Almécija et al., 2008; González-Villanueva et al., 2009).

Na Costa da Morte, as investigacións céntranse nos complexo de Baldaio e Traba (Arribas et al., 2010; de Almeida et al., 2019); mentres que no golfo Ártabro destacan as realizadas en diferentes sectores da ría de Betanzos (Asensio Amor & Grajal, 1981; Grajal, 1990; Grajal & Macías, 1984) e da ría de Ares (Asensio Amor & Grajal, 1982; Grajal, 1990; Grajal & Asensio Amor, 1982). Mentres que Flor et al. (2004) analizan a compoñente bioclástica de diferentes praias das provincias de Coruña e Lugo.

Na costa de Ferrolterra téñense analizado o sedimento dos complexos de Doniños (de Almeida et al., 2019), Frouxeira (Flor, 1984; Flor et al., 1983) e Pantín (Arribas et al., 2010). Por último, referéncianse os traballos de Delgado et al. (2002), sobre a praia de Arealonga (ría do Barqueiro), e Asensio Amor & Catoira (1985, 1986), onde se analiza o sedimento en diferentes localizacións da ría de Ribadeo.

A investigación sedimentolóxica tamén ten analizado o sedimento superficial do fondo das rías galegas. Vilas et al. (2005) estudan os fondos das rías de Arousa, Pontevedra e Vigo, mentres que Diez et al. (2007) céntranse na ría de Arousa. Macías & Calvo de Anta (1988) realizan un estudo sobre a composición mineralóxica da fracción limo e arxila das rías de Ferrol, Coruña, Arousa, Pontevedra e Vigo. Mentres que Bernárdez et al. (2012, 2017) analizan as características xeoquímicas e mineralóxicas dos sedimentos superficiais das rías de Ortigueira, O Barqueiro e Viveiro.

2.1.4.2 O contexto sedimentario da ría de Arousa

Dende a década de 1960 téñense realizados estudos centrados na análise sedimentolóxica de diferentes praias e dunas da ría de Arousa.

Koldijk (1968) analiza o sedimento submarino ao longo da ría da Arousa. Sinala a escasa incidencia do material de orixe fluvial salvo nos sectores próximos ás desembocaduras dos ríos principais (Ulla e Umia), relacionando o elevado contido en feldespatos en moitos sectores co aporte de material principalmente local, e a escasa incidencia do transporte litoral lateral. No interior da ría, o material dominante son os limos e as areas finas. O sector do Vao presenta un sedimento dominado polo cuarzo (60-80 %) mentres que as mostras tomada ao oeste da illa de Arousa e nas proximidades dos Guidoiros o contido en cuarzo (~50-55 %) e feldespato (~45-50 %) é parello.

Arps & Kluyver (1969) realizan unha análise sedimentolóxica das praias da marxe norte da ría de Arousa. Sinalan a forte relación entre os factores locais e a composición e textura do sedimento, remarcando o escaso transporte do material ao largo da costa. A súa investigación tamén indica unha limitada achega dos aportes fluviais, a excepción do río Ulla, pero cuxa influencia restrínxese ao sector máis interno da ría. En canto á granulometría, o contido en limos e arxilas é moi escaso ou nulo, mentres que en moitas das praias o contido en gravas supera o 20 %. Polo xeral, a curva de distribución do tamaño de grao é bimodal, pero cunha alta variabilidade entre praias.

De Jong & Poortman (1970) realizan unha caracterización da marxe sur da ría de Arousa. O sedimento predomínante nas praia son areas grosas, pero con diferencia entre os sectores máis e menos expostos. A diferente granulometría entre praias é indicativo dunha escasa deriva litoral. Na illa de Arousa, a fracción modal é 0,85-1,1 mm, mentres que en praias protexidas e sectores dunares descenden ata 0,3-0,42 mm. Tamén se fai fincapé en que o nivel de redondez das gravas non é demasiado elevado, salvo nos sectores onde a erosión dos cantís sedimentarios aportan gravas de cuarzo moi redondeadas. En Areoso analizáronse tres mostras, a situada en cota de marea alta está composta por area grosa ben seleccionada, mentres que as dúas mostras obtidas no nivel de marea baixa presenta un sedimento bimodal dominado polas areas medias. Vinculan a fonte do sedimento da praia ao propio material local. En canto á composición, o sedimento esta formado principalmente por material siliciclástico con proporcións variables de cuarzo e feldespato. No flanco oriental da illa de Arousa o contido en cuarzo é moi alto, mentres que no sector NO e O e nos Guidoiros, o contido en feldespato é moi semellante ao do cuarzo ou lixeiramente superior. A presenza de carbonatos é moi variable, pero os maiores porcentaxes acádanse en sectores máis expostos e no sector do Vao.

Grajal (1980) analiza o sedimento submareal na área do Vao, onde diferencia o sector norte, máis profundo e onde dominan os limos e arxilas; e o sector sur, menos profundo e onde dominan as areas. Na marxe próxima á illa de Arousa, aparece gravas e areas grosas de cuarzo moi rodadas, cuxa orixe é a propia erosión dos depósitos costeiros.

Rodríguez et al. (1987) analizan a distribución granulométrica e o contido en carbonatos das rías de Arousa e Pontevedra. Os resultados rebelan un dominio das areas medias e grosas, cun porcentaxe da fracción grosa decrecente dende o exterior cara o interior das rías. Dentro do perfil das praias, advirten unha diminución do tamaño cara as partes altas. En canto ao contido en carbonatos bioxénicos, os maiores porcentaxes acádanse nos sectores máis expostos, diminuíndo cara o interior da ría.

2.1.4.3 O estudo da morfodinámica costeira

A investigación sobre a morfodinámica costeira tense incrementado nas últimas décadas, xa que en moitos casos, os sistemas costeiros están a sufrir importantes retrocesos ou cambios debidos ao impacto antrópico directo (construción de infraestruturas costeiras, presión turística, etc.) e aos cambios relacionados coas variables climáticas (subida do nivel do mar, cambios nos patróns de teleconexións, frecuencia e intensidade dos eventos de alta enerxía, etc.). A investigación sobre a morfodinámica costeira é clave para poder interpretar os cambios, diferenciando os factores naturais dos antrópicos, e poder interpretar a súa evolución futura. Este coñecemento resulta fundamental á hora da planificación e da xestión dos sistemas costeiros. O emprego das novas tecnoloxías é un elemento chave na súa investigación (imaxes aéreas e satelitais, dispositivos e sensores de medición sobre o terreo, drons, metodoloxías de análises de datos, etc.), e que cuxo potencial aínda é crecente (Gómez-Pazo, 2023).

En Galicia tense estudado a dinámica de diferentes praias e sistemas praia-duna, tanto en ambientes pouco antropizados como en sectores urbanizados. Un dos complexos máis estudos é a enseada da Ramallosa e a praia de Ladeira (Alejo & Vilas, 1988; González-Villanueva et al., 2007; Méndez Martínez et al., 2011; Vilas, 1981). Outros sectores estudados na ría de Vigo son dos de Panxón (Álvarez Vázquez et al., 2002); Patos (Bernabeu et al., 2012; Rey et al., 2006) e Samil (Alejo et al., 2005). Tamén existe un importante números de estudos centrado na morfodinámica costeira das illas Cíes, en especial do complexo barreira-lagoa de

Rodas (Alejo et al., 2005; Costas, 2006; Costas & Alejo, 2007; Costas et al., 2005, 2006b). No resto das Rías Baixas tamén se teñen estudado o illote de Areoso (Blanco-Chao et al., 2015, 2016, 2018, 2020), a illa de Arousa (Cajade-Pascual et al., 2021a) e os complexos de Corrubedo (Pérez-Alberti et al., 2021; Vilas et al., 1986) e Louro (Almécija et al., 2008, 2009; González-Villanueva et al., 2009, 2015; Pérez-Arlucea et al., 2009). Na Costa da Morte destacan os estudos realizados no sistema barreira-lagoa de Traba (González-Villanueva et al., 2011, 2013). Asensio Amor & Grajal (1983) analizan a dinámica fluvio-mariña nos estuarios dos ríos Mandeo e Eume. Por último, referéncianse os estudos realizados no sistema praia-duna de Frouxeira (Flor, 1984; Flor et al., 1983) e na ría do Barqueiro, centrados especialmente na praia de Arealonga (Alonso et al., 2000; Alcántara-Carrió et al., 2002; Delgado et al., 2002; Lorenzo et al., 2007).

A erosión das costas sedimentarias é unha das maiores ameazas que afecta os sistemas litorais, dotando de significativa transcendencia o estudo da súa magnitude e das súas causas. No marco da investigación morfodinámica, algúns estudos cuantifican as taxas de avance ou erosión dos sistemas praia-duna, empregando habitualmente a fronte dunar como límite sobre o que realizar os cálculos. Algúns dos sectores estudados son:

A praia de Rodas, en Cíes (Gómez-Pazo, 2022; Gómez-Pazo et al., 2019), onde se identifica un retroceso da fronte dunar entre 1956 e 2017, con taxas medias de -0,4 m/ano. Non obstante, diferénciase entre o importante retroceso durante o período 1956-1981 (-1,2 m/ano), que os autores relacionan coa extracción de áridos e outros impactos antrópicos; e o período 1981-2010, cando se produce unha fase de lixeira progradación. Entre 2010 e 2017 rexístrase unha nova fase erosiva (-1,3 m/ano).

En Doniños (González-Villanueva et al., 2022, 2023) a posición da fronte dunar avanzou cara ao mar entre 1945 e 2020, cunha taxa media de +1,3 m/ano. Rexistráronse tres períodos de retroceso, vinculados a cambios nos patróns dos temporais (1986-1990, 2002-2003 e 2008-2017), nos que máis do 70 % da fronte dunar experimentou erosión, con taxas medias superiores a -2 m/ano.

Por último, Blanco-Chao & Gómez-Rey (2018) e Gómez-Rey & Blanco-Chao (2019) analizan e comparan os cambios en tres praias da marxe sur da ría de Muros e Noia (Río Seira, Xuño e Recaveira) e dúas praias situadas entre cabo Prior e Ortegal (Pantín e Santa Comba). Durante o período 1956-2005, a fronte dunar de Pantín presenta elevadas taxas progradantes (+2-4 m/ano), mentres Santa Comba presentas taxas máis modestas (+0,2-0,9 m/ano). A partir de 2008 comeza unha dinámica erosiva en ambas praias, especialmente entre 2008 e 2014 (Pantín: -6 m/ano; Santa Comba: -3 m/ano) e con tendencia á desaceleración entre 2014 e 2017 (-0,3 m/ano en ambos sistemas praia-duna). Na ría de Muros e Noia identifican en Río Sieira, Xuño e Recaveira unha tendencia xeral de progradación da fronte dunar entre 1956 e 2001, con taxas medias de avance de ente 1,1 e 4,1 m anuais. Entre 2001 e 2003 Río Sieira e Xuño experimentan unha fase regresiva (entre -2,2 e -4,6 m/ano), mentres Recaveira mantense estable (+0,2 m/ano). Entre 2003 e 2008 prodúcese un novo avance nos tres sistemas (taxas máximas de +2,5 m/ano). Posteriormente comeza unha fase erosiva (2008-2014), con taxas de retroceso de entre -1,3 m/ano e -4,5 m/ano. O último período analizado mostra unha dinámica erosiva máis moderada (entre -0,6 m/ano e -2 m/ano). Tamén en Pantín, Gómez-Pazo (2023) rexistra un retroceso da fronte dunar entre 2010 e 2020, con taxas medias de -0,36 m/ano.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.2 METODOLOXÍA

O illote Areoso presenta dous sectores diferenciados, o meridional é un afloramento rochoso cuberto por un manto eólico, conformado por un litoral rochoso salvo as praias localizadas no sur e na franxa N-NL. Pola contra, o sector setentrional é unha frecha sedimentaria tipo *trailing spit* (Blanco-Chao et al., 2018, 2020), unida ao sector sur por un pequeno istmo sedimentario. Esta configuración non só difire a nivel fisiográfico, senón que posúen un comportamento morfodinámico moi diferenciado. Namentres o sector meridional caracterízase pola súa estabilidade, salvo na praia NL; o resto do illote, composto principalmente por sedimento non consolidado, presenta unha importante mobilidade. A realidade morfodinámica e a dinámica erosiva xa foi abordada en traballos anteriores (Blanco-Chao et al., 2015, 2016, 2018, 2020). Sobre esta base, realízase unha análise da configuración sedimentaria e dos cambios da fronte dunar dende 1956 ata o 2022, estimando o papel dos factores dinámicos e da actividade humana no comportamento morfodinámico de Areoso (Figura 27).

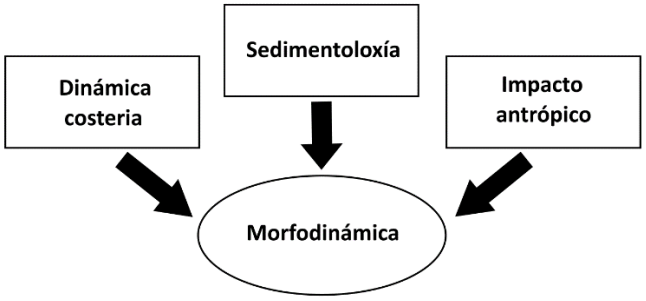


Figura 27: Factores e variables que definen o comportamento morfodinámico de Areoso.

2.2.1 SEDIMENTOLOXÍA

Co fin de interpretar a configuración sedimentaria do illote, realízanse unha serie de mostraxes: mostras superficiais, secuencias edafo-sedimentarias e testemuñas (*cores*) submarinos. As secuencias edafo-sedimentaria analízanse no capítulo III (Reconstrución paleoambiental). As mostraxes superficiais, permiten obter unha caracterización sedimentaria do illote, mentres que as testemuñas submarinas teñen a finalidade de interpretar a configuración dos corpos sedimentarios submareais situados ao NO de Areoso.

2.2.1.1 Traballo de campo e localización dos puntos de mostraxe

En 2015 realizouse unha campaña de xeofísica mariña co obxectivo de obter información detallada sobre os fondos submarinos situados ao oeste e ao norte de Areoso (Figura 28). Mediante o emprego dunha sonda *Multihaz R2SONIC,* obtívose un levantamento batimétrico detallada con 1 m de tamaño de píxel. Tamén se obtiveron dous perfís acústicos empregando un perfilador *Edgetech 3100*. Para poder realizar a caracterización dos corpos sedimentarios submarinos, tomáronse dúas testemuñas (Core-I e Core-B-I) mediante o uso dun *vibrocore.* Core-I ten cunha potencia de 70,7 cm (14 mostras), mentres que Core-B-I conta con 77 cm (17 mostras). Na área emerxida do illote, tomáronse 7 mostras superficiais en diferentes sectores de praia (PL-1, PL-2, PL-3, PL-4, PL-5, PL-6, PL-7) e unha mostra da superficie dunar do sector

norte (DU-1). Tanto coas dúas testemuñas submarinas como coas oito mostras superficiais levouse a cabo a análise granulométrica e o cálculo do contido en carbonatos bioxénicos. As coordenadas dos puntos de mostraxe obtivéronse mediante o emprego dun receptor GNSS RTK centimétrico (modelo *STONEX S700A*). Os valores están referidos en coordenadas UTM, ETRS89, fuso 29N.

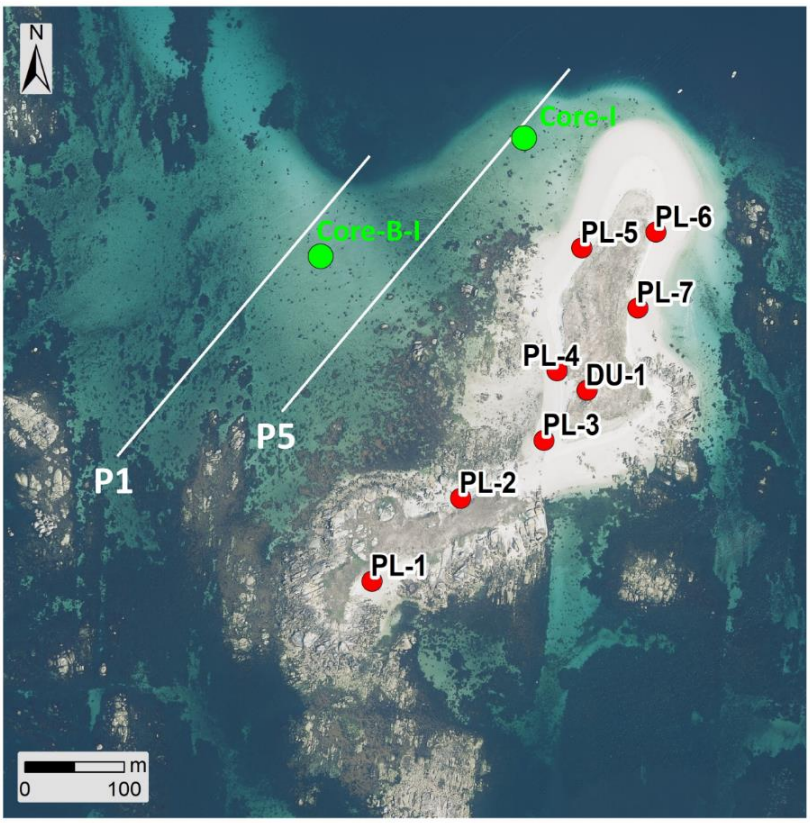


Figura 28: Localización dos perfís acústicos (P1 e P5), dos cores submarinos (Core-I e Core-B-I) e das mostras de sedimento superficial obtidas no illote Areoso (PL-1, PL-2, PL-3, PL-4, PL-5, PL-6, PL-7 e DU-1).

2.2.1.2 Análise granulométrica

O tamaño de partícula é un parámetro básico para a caracterización dun sedimento, especialmente no relativo ao transporte e as condicións deposicionais (Perry & Taylor, 2007). No caso de partículas menores de 16 mm, a granulometría realízase tipicamente en barutos con aperturas de mallas diferentes. Existen diferentes escalas granulométricas para a medición do tamaño de gran, sendo a máis amplamente empregada a escala *Udden-Wentworth* (Udden, 1898; Wentworth, 1922) (Táboa 1).

A análise granulométrica realizouse tanto nas mostras superficiais como nas 31 mostras obtidas nas testemuñas submarinas. Tras o homoxeneizado o material, seleccionouse unha cantidade inicial de ~50 g (~15 g no caso das mostras que conforman as testemuñas submarinas) para a realización do barutado en seco. Unha vez pesada a cantidade inicial nunha balanza analítica (*Ohaus Pioneer PA213* [210 g / 0.001 g]), procédese ao seu barutado nunha columna de 9 barutos con diferentes aperturas de malla (2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,4 mm, 0,25 mm, 0,2 mm, 0,125 mm, 0,1 mm e 0,063 mm). Os resultados obtidos mediante a pesaxe do material depositado en cada baruto permiten acadar a porcentaxe de cada

fracción. Os parámetros estatísticos de tamaño medio (mm) e nivel de selección (mm) foron obtidos polo método de Folk & Ward (1957), empregando a folla de cálculo Gradistat (Bott & Pye, 2001).

Clase granulométrica		Tamaño partícula (mm)
Bloque		>64
Grava	Moi grosa	32
	Grosa	16
	Media	8
	Fina	4
	Moi fina	2
Area	Moi grosa	1
	Grosa	0,5
	Media	0,25
	Fina	0,125
	Moi fina	0,063
Limo	Moi groso	0,031
	Groso	0,016
	Medio	0,008
	Fino	0,004
	Moi fino	0,002
Arxila		<0,002

Táboa 1: Escala de tamaño das partícula sedimentarias. Modificado de Wentworth (1922).

2.2.1.3 Contido en carbonatos bioxénicos

O carbonato cálcico ($CaCO_3$) é un dos compostos presentes nos sedimentos costeiros, cuxa orixe pode ser bioxénica (cunchas e esqueletos de organismos mariños) ou mineral (rochas carbonatadas). Na fachada atlántica galega, non existen afloramentos de litoloxías carbonatadas, polo que a orixe do $CaCO_3$ nos sedimentos costeiros é esencialmente bioxénica. O contido en carbonatos bioxénico realizouse tanto nas mostras superficiais como nas testemuñas submarina, empregando o seguinte procedemento:

Selecciónase ~10 g de mostra ($P_{inicial}$) e atácase con ácido clorhídrico diluído ao 10 %, cuxa reacción disolve o material carbonatado.

$$CaCO_3 + 2\ HCl \text{ -------} \rightarrow CaCl_2 + H_2O + CO_2$$

Tras o cese da reacción, o material restante lávanse con auga destilada para eliminar a disolución resultante ($CaCl_2 + H_2O$) e os restos de ácido (HCl), coa axuda de filtros de papel con tamaño de poro de 20-25 μm.

O material sécanse na estufa de aire forzado (40 °C) (*Carbolite AX60)*, procedendo á súa pesaxe posterior ao ataque con HCl (P_{final}).

O contido en carbonatos, expresado en porcentaxe (%), obtense mediante a seguinte fórmula:

$$\text{Contido en carbonatos bioxénicos} = [(P_{inicial} - P_{final}) / P_{inicial}) \times 100]$$

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.2.2 ANÁLISE DA ONDADA

Os cambios de ondada e vento analizáronse os datos obtidos da boia de cabo Silleiro (42º 7' 12" N - 9º 25 '48" O) e dous conxuntos de datos SIMAR: SIMAR-1043070 (42° 30' 0" N -9° 15' 0" O), situado en augas abertas a un 17 km ao oeste da illa de Sálvora, e SIMAR-3011012 (42° 30' 0" N - 9° 2' 24" O) na entrada da ría de Arousa. A boia de Cabo Silleiro é a única que se atopa na costa próxima ao sector das Rías Baixas. A boia está situada a máis de 40 km ao SSO da entrada da ría de Arousa e a súa serie de datos comeza en desde de 1998, presenta frecuentes eivas. A base de datos SIMAR, facilitada por Puertos del Estado (Ministerio de Transportes y Movilidad Sostenible), resulta da concatenación de dous subconxuntos de datos: *SIMAR-44* e *WANA*. O primeiro é unha reanálise retrospectiva de ondas xerado co modelo *WaveWatch-III* e os modelos atmosféricos *ERA-40* (1958-2001) e *ERA-Interim* (1989-2005), realizado no marco do proxecto europeo *HIPOCAS* (Pilar et al., 2008). O subconxunto *WANA* (2005-presente) utiliza os modelos *WAM* e *WaveWatch* e os modelos de vento *HIRLAM* (2005-2018) e *HARMONIE* (2018-presente). É importante sinalar que os conxuntos de datos SIMAR son o resultado de modelos e non de medicións instrumentais. O uso de dous modelos por computación diferentes para *SIMAR-44* e *WANA* xera variacións na continuidade da series de ondada e vento, e moitos autores utilizan só o subconxunto *SIMAR-44* para a caracterización de ondada (*e.g*. Carballo e Iglesias, 2013; Fernández-Montblanc et al., 2016; González-Duarte et al., 2018; Iglesias e Carballo, 2010; Sierra et al., 2013). Para avaliar a súa validez comparáronse as series de datos dos puntos SIMAR e a boia de cabo Silleiro, calculouse o coeficiente de correlación (Coef. Correlación) e a Raíz do Erro Cuadrático Medio (RECM) (Táboa 2). Por último, analízase a propagación das ondas no interior da ría mediante dous modelos SWAN (*Simulating WAves Nearshore*) e imaxes aéreas e satelitais.

Táboa 2: Comparación entre os datos da boia de Cabo Silleiro e os datos SIMAR 3011012 e 1043071. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

	SIMAR 3011012		SIMAR 1043071	
	RECM[1]	Coef. Correlación	RECM[1]	Coef. Correlación
Altura significante	0,91 (m)	0,90	0,54 (m)	0,85
Período	1,55 (s)	0,88	1,46 (s)	0,88
Velocidade do vento	5,33 (km/h)	0,55	4,01 (km/h)	0,66

Nota[1]: RECM: Raíz do erro cuadrático medio.

2.2.3 ESTIMACIÓN DOS CAMBIOS COSTEIROS

Mediante o emprego de imaxes aéreas e satelitais estimouse os cambios acontecidos en Areoso, onde se analizou a mobilidade do sector norte e os cambios na fronte dunar. Co fin de comparar a dinámica en ambos sectores, tamén se analizou as variación da liña costeira de catro localizacións da illa de Arousa.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.2.3.1 Variacións no eixo lonxitudinal e na superficie dunar do sector norte

Para o estudo da dinámica costeira de Areoso utilizouse un conxunto de 49 imaxes, que abarcan o período 1945-2019 (Táboa 3).

Táboa 3:Relación de imaxes aéreas e satelitais empregadas para o estudo da dinámica de Areoso. Indícase tanto a fonte da imaxe, a resolución espacial da mesma e no cálculo no que foi empregada.

Ano	Plataforma	Resolución espacial (m)	Cálculo
1945	Fotografía aérea xeorreferenciada(1)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar
1956	Fotografía aérea xeorreferenciada(1)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar
1966	Kh-7 Gambit(2)	Non dispoñible	Eixo
1974	Landsat-1(3)	60	Eixo
1974	Landsat-2(3)	60	Eixo
1977	Landsat-4(3)	60	Eixo
1980	Fotografía aérea xeorreferenciada(1)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar
1984	Fotografía aérea xeorreferenciada(1)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar
1985	Landsat-5(3)	30	Eixo
1986	Landsat-5(3)	30	Eixo
1988	SPOT-5(4)	20	Eixo
1989	SPOT-5(4)	20	Eixo
1990	Landsat-5(3)	30	Eixo
1991	Landsat-5(3)	30	Eixo
1992	Landsat-5(3)	30	Eixo
1993	Landsat-5(3)	30	Eixo
1994	Landsat-5(3)	30	Eixo
1996	Landsat-5(3)	30	Eixo
1999	Landsat-7(3)	15	Eixo
2000	Google Earth(5)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar, DSAS
2003	Ortofotografía aérea(6)	0,25	Eixo, superficie dunar, DSAS
2004	Ortofotografía aérea(6)	0,5	Eixo, superficie dunar, DSAS
2005	SPOT-5(4)	2,5	Eixo
2006	SPOT-5(4)	2,5	Eixo
2007	SPOT-5(4)	2,5	Eixo, superficie dunar
2008	Ortofotografía aérea(6)	0,25	Eixo, superficie dunar, DSAS
2009	SPOT-5(4)	2,5	Eixo, superficie dunar
2010	Ortofotografía aérea(6)	0,25	Eixo, superficie dunar, DSAS
2011	Google Earth(5)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar, DSAS
2012	Google Earth(5)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar, DSAS
2013	Google Earth(5)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar, DSAS
2014	Ortofotografía aérea(6)	0,25	Eixo, superficie dunar, DSAS
2015	Ortofotografía dron(7)	0,05	Eixo, superficie dunar, DSAS
2016	Ortofotografía dron(7)	0,05	Eixo, superficie dunar, DSAS
2017	Ortofotografía aérea(6)	0,25	Eixo, superficie dunar, DSAS
2018	Google Earth(5)	Non dispoñible	Eixo, superficie dunar, DSAS
2018	Sentinel 2 (11 imaxes entre xaneiro e decembro de 2018)(8)	10	Eixo
2019	Sentinel 2 (1 imaxe de xaneiro de 2019)(8)	10	Eixo
2020	Ortofotografía aérea(6)	0,15	Eixo, superficie dunar, DSAS

Nota: (1) © Instituto Geográfico Nacional; (2) Fotografías desclasificadas de satélites de intelixencia; Servizo Xeológico (EE.UU.) (3) NASA-USGS Landsat; (4) © CNES, Spot Image SA; (5) 2016 © Globo digital; (6) PNOA © Instituto Geográfico Nacional; (7) Fotogrametría aérea de curto alcance; (8) Copérnico-ESA.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

O conxunto inclúe pares estereoscópicos, ortofotografías e imaxes de satélite obtidas de diferentes plataformas. Xeorreferenciáronse mediante o *software ArcGIS 10.7.1* catro fotogramas (1945, 1956, 1980 e 1984) e cinco imaxes obtidas de *Google Earth* utilizando entre 10 e 15 puntos de control. As ortofotografías dos anos 2015 e 2016 obtivéronse mediante técnicas de Fotogrametría de Curto Alcance (FCA) cun dron, obtendo unha imaxe con 0,05 m de tamaño de píxel e un Modelo Dixital de Elevacións (MDE) con 0,10 m de tamaño de píxel. Tamén se empregaron 12 imaxes do satélite Sentinel 2, referenciadas ao sistema de coordenadas ETRS89, coordenadas UTM 29N (EPSG 25829).

- **Orientación lóbulo norte: eixo lonxitudinal**

A orientación do lóbulo norte determinouse empregando os cambios no seu eixo lonxitudinal, dende o istmo central ata o extremo setentrional do illote. O ángulo de rotación foi calculado dende o norte xeográfico, outorgando valores positivos ás orientacións leste e negativos ás oeste. Para a súa determinación empregáronse 49 imaxes aéreas e satelitais (Táboa 3) que abarcan o período 1945-2020. Os cálculos dos anos 2021 e 2022 son resultados dun cartografado en campo mediante o emprego dun receptor GNSS RTK centimétrico (modelo *STONEX S700A*). Os valores están referidos en coordenadas UTM, ETRS89, fuso 29N.

- **Cambios na superficie dunar**

A extensión da superficie dunar do sector norte de Areoso foi calculada, empregando como *proxi* para a súa delimitación a superficie vexetada. Para a súa estimación empregáronse 20 imaxes aéreas e satelitais correspondentes ao período 1945-2020 (Táboa 3). A superficie dos anos 2021 e 2022 son resultados de cartografado en campo.

2.2.3.2 Evolución da fronte costeira

Os cambios da fronte costeira durante as últimas décadas estímanse habitualmente mediante o emprego de fotografía aérea (*e.g.* Blanco-Chao & Gómez-Rey, 2018; Blanco-Chao et al., 2016, 2018, 2020; Cajade-Pascual et al., 2021a; Flor-Blanco et al., 2013; Gómez-Pazo, 2022, 2023; Gómez-Pazo et al., 2019; Gómez-Rey & Blanco-Chao, 2019; González-Villanueva et al., 2013, 2022, 2023). Un aspecto fundamental á hora de analizar a evolución costeira a través de fotografía aérea é a determinación da liña de costa a empregar. O carácter dinámico deste medio fai que non existan uns criterios predefinidos, senón que estes deben ser determinados polo investigador (Boak, & Turner, 2005; Fraile-Xurado & Fernández-Díaz, 2018; Ojeda, 2000). Aínda que existen diferentes criterios para a determinación deste límite cando non se evidencian contrastes topográficos nítidos (cantil sedimentario ou unha escarpa dunar), como a liña de marea alta (Casal et al., 2010). Non obstante, o *proxy* máis amplamente empregado en costas sedimentarias é o límite da vexetación dunar (Blanco-Chao & Gómez-Rey, 2018; Blanco-Chao et al., 2016, 2018, 2020; Cajade-Pascual et al., 2021a; Gómez-Pazo, 2022, 2023; Gómez-Pazo et al., 2019; Gómez-Rey & Blanco-Chao, 2019; Ojeda, 2000).

Co obxectivo de poder comparar ambos sectores, realizouse un estudo da evolución da liña costeira tanto en Areoso como na illa de Arousa. As taxas e a magnitude de cambio neta calculáronse empregando a ferramenta *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS 5.0) (Himmelstoss et al., 2018) co *software ArcGIS 10.7.1*. Esta ferramenta emprega transeptos

perpendiculares a unha liña basee (*baseline*), que intercepta os límites do litoral para os anos seleccionados, calculando a súa variación neta (m) e as taxas de retroceso (m/ano).

- **Illote Areoso**

En Areoso analizase os cambios da fronte dunar do flanco occidental, o máis afectado pola erosión (Figura 29). A fronte dunar definiuse en base ao límite da vexetación, empregando soamente as imaxes aéreas e satelitais con resolución espacial axeitada (Táboa 3). Debido á mobilidade do sector norte, só se considerou oportuno os cálculos das taxas de variación no período 2000-2022.

Figura 29: Sectores de análise da fronte dunar no flanco occidental de Areoso. Imaxes de marzo de 2015, onde se aprecian escarpas erosivas (Imaxes cedidas por Patricia Mañana Borrazás).

- **Illa de Arousa**

Previamente ao estudo da variación da liña costeira na illa de Arousa, procedeuse a realizar unha caracterización da súa costa. O traballo de campo organizouse en dúas campañas invernais (2019-2020 e 2020-2021). Os datos recollidos en campo xunto co uso de sistemas de información xeográficos permitiron elaborar unha clasificación dos ambientes costeiros en base a criterios estruturais e morfodinámicos, á vez que se identificaron os sectores con evidencias de erosión activa.

Para o estudo da variación da liña costeira, e baseándose no traballo de campo, seleccionáronse 4 sectores (NO, NL, Centro e Sur) co obxectivo de obter unha contextualización xeral da costa da illa (Figura 30). Os sectores Centro e o NL, situados no flanco oriental, son áreas onde se detectou un importante retroceso na última década; mentres que os sectores NO e Sur, situados no flanco occidental, non manifestaban retroceso aparente en datas recentes. Utilizouse o límite da vexetación cara ao mar como *proxy* para a determinación da liña costeira, pois é posible o seu cartografado mesmo nas imaxes aéreas en branco e negro de 1956 (voo americano).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Figura 30: Localización dos catro sectores da illa de Arousa onde se analizou os cambios na liña costeira entre 1956 e 2020.

Empregáronse imaxes aéreas dos anos 1956, 1990, 2003 e 2020. As imaxes de 1956 son ortofotografías en branco e negro cun tamaño de píxel de 1 m. As imaxes do ano 1990 correspóndense co *Vuelo fotogramétrico de Costas 1989-1991*, cuxos fotogramas foron escaneados e xeorreferenciados empregando unha transformación polinómica de terceira orde con 15-20 puntos de control por cada fotograma, e cun erro cuadrático medio de 0,7 m. As imaxes de 2003 e 2020 son ortofotografías do *Plan Nacional de Ortofotografía Aérea* (PNOA).

Táboa 4: Relación de imaxes aéreas empregadas na evolución costeira da illa de Arousa. Indícase tanto a fonte da imaxe, a resolución espacial e o cálculo no que foi empregada.

Ano	Plataforma	Resolución espacial (m)	Cálculo
1956	Ortofotografía aérea(1)	1,0	DSAS
1990	Fotografía aérea xeorreferenciada(2)	0,15	DSAS
2003	Ortofotografía aérea(3)	0,25	DSAS
2020	Ortofotografía aérea(3)	0,15	DSAS

Nota: (1) Instituto de estudos do territorio (IET); (2) © Instituto Geográfico Nacional; (3) PNOA © Instituto Geográfico Nacional.

2.3 CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓXICA DE AREOSO

As mostraxes superficiais, permiten obter unha caracterización sedimentaria do illote, mentres as testemuñas submarinas teñen a finalidade de interpretar a configuración dos corpos sedimentarios submarinos situados ao NO de Areoso.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.3.1 CARACTERIZACIÓN DO SEDIMENTO SUPERFICIAL

O sedimento superficial de Areoso está conformado por un material siliciclástico inmaturo con importantes porcentaxes de material carbonatado bioxénico, correspondente na súa maioría con bivalvos e fauna de fondos areosos. As mostras situadas no sector meridional (Figura 31) presentan un sedimento moderadamente seleccionado, dominado polas areas grosas (PL-1) e areas medias e grosas (PL-2), con presenza de gravas (2-3 %) e sen apenas material inferior a 0,25 mm. O tamaño medio encádrase na fracción area grosa (0,84 mm e 0,52 mm respectivamente), namentres os porcentaxe de bioxénicos é inferior ao 20 %. As mostras de praia do sector norte están compostas por un sedimento moderadamente ben seleccionado dominado pola fracción area media (>70 %). O contido en gravas é ínfimo (<0,5 %), con porcentaxes de areas finas variables (3-16 %) pero sen limos nin arxilas. O tamaño medio descende en comparación as mostras do sector sur (0,32-043 mm), mentres que presenta maiores porcentaxes de carbonatos bioxénicos (26-40 %). Por último, a mostra obtida no sistema dunar norte (DU-1) presenta un material máis fino, dominado polas areas medias (66 %) e as finas (29 %), sen gravas e con porcentaxes menores de limos e arxilas (<1 %). O tamaño medio descende a 0,29 mm, mentres que o nivel de selección é moderadamente bo. O contido en carbonatos é lixeiramente inferior ao das mostras de praia próximas (22 %).

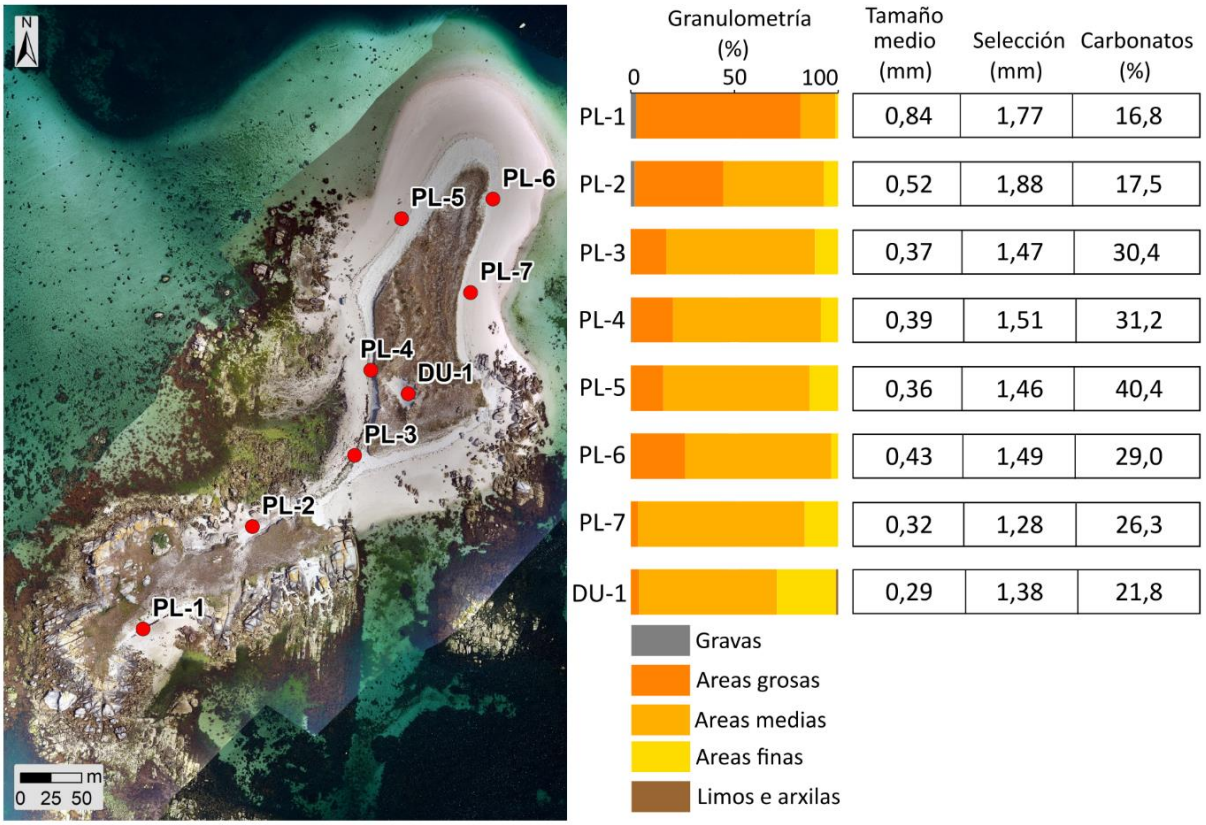


Figura 31: Análise granulométrica e contido en carbonatos bioxénicos das mostras superficiais.

Os resultados granulométricos evidencian unha distinción entre os dous sectores do illote. O sedimento máis groso correspóndese coas mostras do sector sur, principalmente rochoso, mentres o sedimento que configura a frecha sedimentaria (sector norte) está dominando polas

areas medias. Mais alá da incidencia do grao de exposición á ondada, o principal factor que define a diferencia granulométrica entre o sedimento parece relacionarse coa distancia a área fonte do material. Así as praias do sector sur estarían alimentadas directamente do material dispoñible no sector (depósitos sedimentarios, erosión dos afloramentos rochosos), mentres a frecha sedimentaria do norte, estaría conformada polo material mobilizado principalmente pola ondada dende o sector sur, polo que o tamaño do sedimento está relacionado coas variables hidrodinámicas. O maior contido en bioxénicos no sector norte tamén se vincula a unha maior mobilización do material provinde dos fondos areosos próximos. O material máis fino que conforma a mostra obtida no sistema dunar norte (DU-1) é coincidente coas características texturais dun sedimento eólico, cuxa capacidade de transporte é menor ao das ondas, polo que o tamaño das partículas é inferior.

2.3.2 CORE-I

Core-I (Figura 32) é unhas das dúas testemuñas submarinas obtidas por *vibrocore* no lóbulo submarino (Sub-2) situado no extremo noroeste de Areoso. Conta cunha potencia de 70,7 cm, dividido en 14 mostras logo de descartar os primeiros 2 cm de material superficial. A cota a teito da secuencia é -2,2 m baixo nmma.

Figura 32: Testemuña Core-I unha vez estraído da tubaxe.

2.3.2.1 Descritiva

A secuencia divídese en tres unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (70,7-19 cm de profundidade). Cor en seco: amarela agrisada. Nivel homoxéneo de granulometría grosa e elevado contido en carbonatos bioxénicos, composto principalmente por fauna de fondo areosos. Morfometría de partículas variable. Consistencia en seco: solta.
- Unidade II (19-15 cm). Cor en seco: amarela agrisada. Nivel de transición composto por material máis fino. Consistencia en seco: solta. Límite gradual coa unidade I.
- Unidade III (15-2 cm de profundidade). Cor en seco: amarela moi clara. Nivel superior da secuencia conformado por un sedimento máis fino. Elevada fragmentación do material bioxénico. Consistencia en seco: solta. Límite claro coa unidade II.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2.3.2.2 Propiedades granulométricas

A testemuña Core-I está conformada por un material siliciclástico inmaturo con elevada proporción de material carbonatado bioxénico (Figura 33), correspondente na súa maioría con bivalvos e fauna de fondos areosos con niveis de fragmentacións variables. A secuencia esta dominada por granulometrías grosas salvo na parte superior, onde aumentan os contidos en areas finas e medias, cun ínfimo contido en limos e arxilas (<0,5 %) (Anexo II. Táboa 4). A unidade I abrangue arredor de dous terzos da secuencia, e está composta maioritariamente por gravas (~10-25 %) e areas grosas (~30-45 %), con contidos inferiores de areas medias e finas. As partículas tamaño grava (>2 mm) correspóndense maioritariamente con fragmentos bioxénicos. O nivel de selección é moderado, namentres o tamaño medio das partículas varía entre 0,9 mm e 1,03 mm, salvo na base da secuencia, onde o tamaño medio redúcese a 0,78 mm por maiores contidos en areas finas e medias.

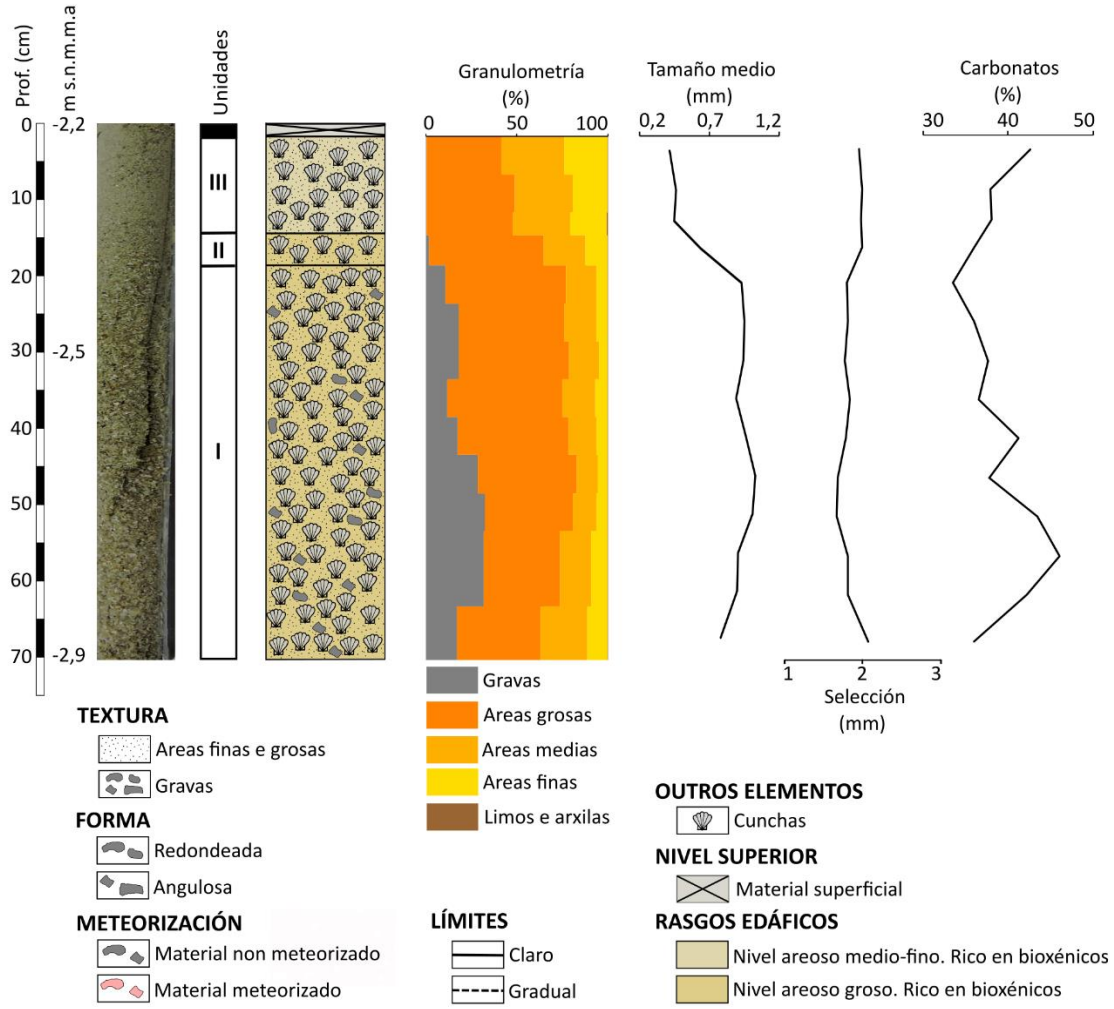


Figura 33: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da testemuña Core-I .

A unidade II correspóndese cun nivel de transición entre as unidades adxacentes, con apenas 4 cm de potencia. Descenden os contidos das fraccións grosas en beneficios das areas medias e finas. O tamaño medio sitúase en 0,64 mm mentres que o nivel de selección do sedimento mantense en moderado. A unidade III correspóndese cos 13 cm superiores da

testemuña, onde practicamente desaparece a fracción gravas (<0,5 %), aumentando os contidos en areas medias (32-36 %) e finas (20-25 %). O tamaño medio de partícula descende notablemente (~0,45 mm), namentres o nivel de selección mantense semellante ao resto da secuencia (Figura 33).

2.3.2.3 Propiedades físico-químicas

A testemuña Core-I presenta un elevado contido en carbonatos bioxénicos (Figura 33). Os contidos máis elevados (< 40 %) identifícanse na metade inferior da unidade I e no teito da secuencia, no resto os porcentaxes son lixeiramente inferiores (35-40 %).

2.3.2.4 Interpretación da testemuña Core-I

A testemuña Core-I está conformada por un material siliciclástico inmaturo con elevado contido de material carbonatado bioxénico, moderadamente clasificado. Trátase dunha sedimentación típica de ambientes submareais pouco evolucionados. A testemuña foi obtida nun lóbulo sedimentario submarino formado na década de 1980 (Blanco-Chao et al., 2020) resultado da dinámica do sector setentrional do illote, polo que o material que forma esta acumulación provén maioritariamente do propio sistema praia-duna. O maior porcentaxe de material groso en comparación ás mostras de praia relaciónase principalmente co maior tamaño dos bioclastos.

2.3.3 SECUENCIA CORE-B-I

Core-B-I (Figura 34) é a segunda das testemuñas submarinas obtidas por *vibrocore* nos fondos areoso situados ao oeste de Areoso. Conta cunha potencia de 77 cm, dividido en 17 mostras, logo de descartar os primeiros 2 cm de material superficial. A cota a teito da secuencia é -2,2 m baixo nmma.

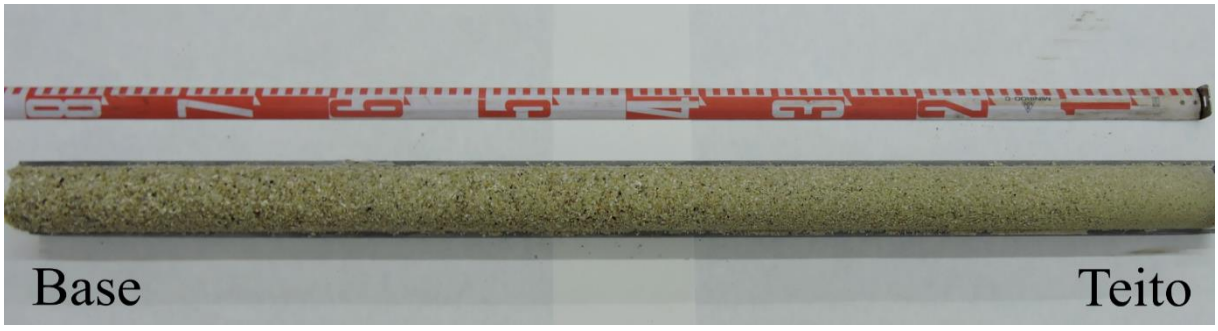


Figura 34: Testemuña Core-B-I unha vez estraído da tubaxe.

2.3.3.1 Descritiva

A secuencia divídese en tres unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (77-40 cm). Cor en seco: amarela agrisada. Nivel homoxéneo de granulometría grosa e elevado contido en carbonatos bioxénicos, compostos principalmente por fauna de fondos areosos. Consistencia en seco: solta.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Unidade II (40-8 cm). Cor en seco: amarela agrisada. O contido en material fino aumenta progresivamente cara o teito do nivel. Consistencia en seco: solta. Límite gradual coa unidade I.
- Unidade III (8-2 cm de profundidade). Cor en seco: amarela moi clara. Nivel conformado por un sedimento máis fino. Elevada fragmentación do material bioxénico. Consistencia en seco: solta. Límite claro coa unidade II.

2.3.3.2 Propiedades granulométricas

A testemuña Core-B-I está conformada por un material siliciclástico inmaturo con elevada proporción de material carbonatado bioxénico (Figura 35), correspondente na súa maioría con bivalvos e fauna de fondos areosos con niveis de fragmentacións variables. A secuencia está dominada por granulometrías grosas salvo nas mostras superiores, onde aumentan notablemente os contidos en areas finas e medias. A presenza de limos e arxilas é moi escasa (<0,6 %), e só no teito da secuencia se acada unha porcentaxe significante (2,7 %) (Anexo II. Táboa 5).

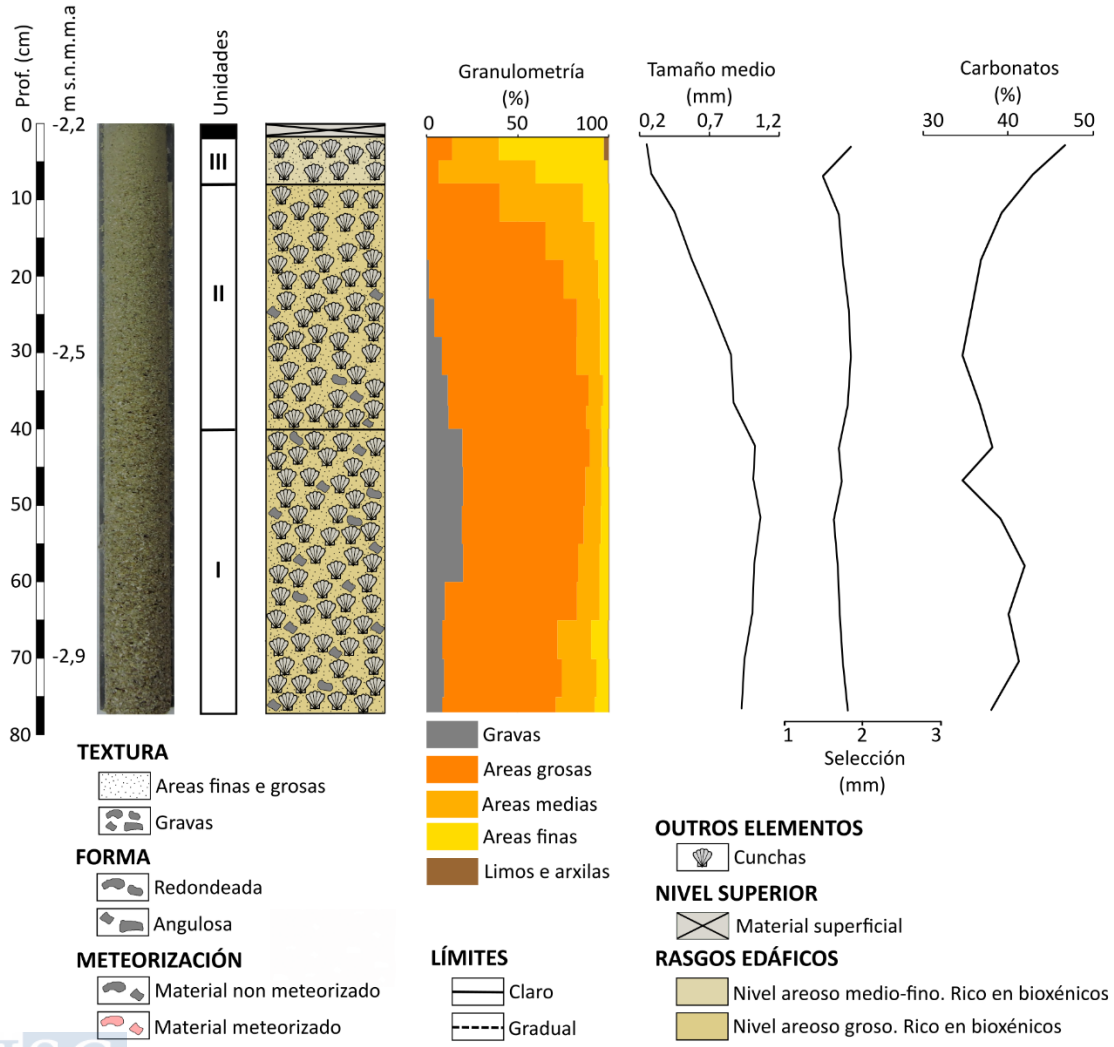


Figura 35: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da testemuña Core-B-I .

A unidade I abrangue a metade inferior da secuencia, e está composta principalmente polas fraccións grosas: areas grosas (62-73 %) e gravas (9-20 %), con contidos menores de gravas areas medias e finas. As partículas tamaño grava (>2 mm) correspóndense maioritariamente con fragmentos bioxénicos. O nivel de selección é moderado, namentres o tamaño medio presenta unha tendencia crecente, pasando do 0,75 mm na base da secuencia a 1,1 mm no terzo superior do nivel. A unidade II tamén está dominada polas areas grosas, aínda que descende na parte superior. O contido en gravas descende dende o 12 % na base do nivel ata practicamente desaparecer nas mostras superiores. En contraposición, hai una tendencia crecente no contido en areas medias (do 8 % na base ao 46 % no teito da unidade) e das areas finas (do 4 % ao 14 %). Esta redución granulométrica tamén se reflicte no tamaño medio de partícula, que pasa de 1,0 mm a 0,45 mm. O nivel de selección do sedimento mantense en moderado. A unidade III correspóndese cos 6 cm superiores da testemuña, onde as fraccións areas medias e finas son as dominantes, con contidos menores areas grosas e practicamente sen gravas. O tamaño medio descende a ~0,27 mm mentres que o nivel de selección mantense en moderado (Figura 35).

2.3.3.3 Propiedades físico-químicas

A testemuña Core-B-I presenta un elevado contido en carbonatos bioxénicos (Figura 35). Os contidos máis elevados (43-47 %) acádanse na unidade III. No resto da secuencia os porcentaxes varían entre o 33 % e o 42 %.

2.3.3.4 Interpretación da testemuña Core-B-I

A testemuña Core-B-I está conformada por un material siliciclástico inmaturo con elevado contido de material carbonatado bioxénico, moderadamente clasificado. Trátase dunha sedimentación típica de ambientes submareais pouco evolucionados. A nivel sedimentolóxico é moi semellante á Core-I, polo que a súa xénese tamén se relaciona coa acumulación de material chegado dende o illote e dos aportes bioxénicos derivados da elevada produtividade biolóxicas destes fondos areosos.

2.4 ESTUDO MORFODINÁMICO DA ILLA DE AROUSA

Co fin de contextualizar a dinámica costeira da illa de Arousa, realízase unha caracterización dos ambientes costeiros e unha análise sobre a variación da liña costeira durante o período 1956-2020.

2.4.1 CARACTERIZACIÓN COSTEIRA

O traballo de campo e o emprego dos Sistemas de Información Xeográfica posibilitaron a caracterización da costa da illa de Arousa. Unha correcta caracterización da marxe costeira necesita dun traballo de campo que comprobe ou emende as deficiencias que poden xurdir dunha zonificación realizada unicamente mediante fotointerpretación. Este feito remarca a dificultade para realizar a comparación entre os ambientes actuais e os pasado.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

En Arousa estableceuse unha categorización das tipoloxías costeiras en base a aspectos estruturais e morfodinámicos (Táboa 5): Artificial, Intermareal, Praia-duna, Praia-cantil sedimentario, Rochosa baixa e Cantil rochoso.

Táboa 5: Tipoloxías costeiras da illa de Arousa. Modificado de Cajade-Pascual et al. (2021a).

Tipoloxía	Extensión (%)	Descrición
Artificial	17,4	Liña costeira composta por construcións antrópicas (vías de comunicación, paseos marítimos, instalacións portuarias etc.) que modifican substancialmente as características morfodinámicas orixinais.
Intermareal	11,3	Sectores con baixa incidencia da ondada onde a dinámica está dominada pola acción das mareas. Unha parte significativa está ocupada por marismas.
Praia-duna	23,8	Areais con sistemas dunares asociados de extensión variable. En xeral, as dunas quedaron reducidas a unhas ducias de metros debido a modificacións antrópicas (construcións, reforestación, cultivos).
Praia-cantil sedimentario	10,6	Praias que non contan con sistemas dunares asociados, o límite interior da praia defínese por un escarpa ou cantil sedimentario de baixa altura (1-3 m).
Rochosa baixa	31,6	Sectores dominados polo afloramento do substrato granítico. Forman cantís de baixa pendente e altura inferior a 3 m.
Cantil rochoso	5,2	Afloramentos rochosos con importantes pendentes e alturas superiores ao 3 m.

A costa rochosa baixa é a máis común das seis tipoloxías, sendo a que domina en todo o flanco occidental, mentres que os sistemas praia-duna dominan o flanco oriental (Figura 36). O carácter recortado do litoral arousán dificulta a simplificación excesiva á hora de establecer a súa caracterización, polo que é necesario unha análise máis pormenorizada dos diferentes sectores da illa. Na península do Monte (extremo NO) é onde se concentran as maiores alturas e pendentes, exhibe un litoral dominado pola costa rochosa, sendo practicamente o único sector onde se atopan cantís rochosos. Aparecen algunhas pequenas praias con cantís sedimentarios, e unicamente aparece un areal (Area da Secada) cun sistema dunar asociado, orientado cara o NNO, sendo seleccionada como un dos catro sectores de análise da variación da liña costeira. O estreitamento que une as zonas NO e NL da illa presenta unha liña de costa artificializada, ao tratarse da área con maior densidade de urbanización, e onde se concentran as infraestruturas portuarias. O extremo NL caracterízase polas praias con cantil sedimentario en retroceso, ademais dalgunha zona artificial, coma o peirao de Cabodeiro.

A parte central da illa presenta dous flancos claramente diferenciados. O flanco occidental é máis enerxético, e caracterízase por unha intercalación entre sectores rochosos baixos e praias. Os sistemas praia-duna non mostran gran desenvolvemento, pois os ambientes dunares adoitan estar limitados a unha estreita marxe entre as praias e as construcións ou vías de comunicación. Por outra banda, o flanco oriental, menos enerxético, presenta un carácter máis rectilíneo, dominado por sistemas praia-duna de pendente suave e perfil disipativo. Ao norte da ponte do Vao atopamos zonas con tipoloxía praia-cantil sedimentario con claras mostras de erosión. Na zona meridional da illa diferénciase entre a enseada da Brava e a península do Carreirón. A Brava ocupa unha depresión tectónica, que define a súa orientación ONO, provocando que a ondada se difracte e perda enerxía ao entrar na enseada. A profundidade é moi escasa, configurando un amplo sistema intermareal ocupado na súa parte interna por unha marisma. A costa da península do Carreirón é recortada, conformado por pequenas calas con sistemas dunares asociados e separadas por

saíntes rochosos. É o sector máis exposto á ondada e ao vento, o que provoca que as praias teñan maiores pendentes e perfís máis reflectivos. Ao ser un espazo natural protexido (Rede Natura 2000 e Zona Húmida Protexida), non existen construcións, polo que os sistemas dunares acadan maior extensión cara ao interior.

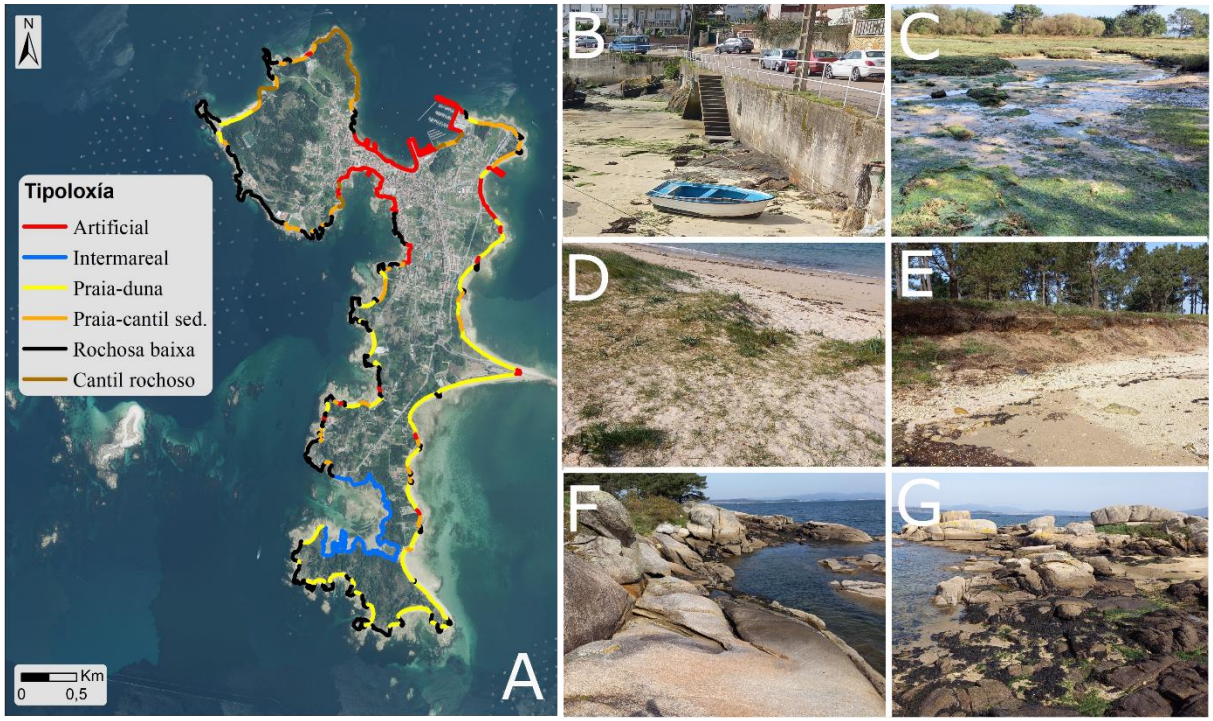


Figura 36: Caracterización e zonificación das tipoloxías costeiras na illa de Arousa. a) Zonificación segundo a tipoloxía; b) Artificial; c) Intermareal; d) Praia-duna; e) Praia-cantil sedimentario; f) Rochosa Baixa; g) Cantil rochoso. Modificado de Cajade-Pascual et al. (2021a).

Aínda que a fotointerpretación a través das imaxes aéreas antigas pode ser complexa e de precisión limitada, si é posible estimar a evolución da costa artificializada, pois a súa delimitación resulta asumible mesmo nos fotogramas en branco e negro do voo americano de 1956. No ano 1956 a costa artificializada ocupaba algo máis de 2 km, dos cales 1,5 km correspondía a estradas e vías costeiras do núcleo urbano da Illa de Arousa (Figura 37). As infraestruturas portuarias limitábanse a tres pequenos peiraos situados na zona setentrional, preto do núcleo urbano. En 1990 a lonxitude de costa artificial increméntase ata 3,7 km, por causa da ampliación do paseo marítimo e dalgunhas vías, e a construción da ponte. A superficie portuaria duplícase grazas á primeira ampliación do porto de Xufre, que supón a desaparición dunha praia situada ao norte do núcleo urbano. Entre 1990 e 2003 aumenta ata os 4,5 km, debido á ampliación dos portos e algunhas estabilizacións de pequenos tramos da fronte costeira. Por último, entre 2003 e 2020 non se incrementa a superficie de camiños e vías, mentres que a liña de costa ocupada por infraestruturas portuarias increméntase en case 1 km, debido á ampliación do dique do porto de Xufre. Aínda que este aumento é progresivo desde mediados do século XX, a maioría do litoral artificializado mantense na zona N-NL, mentres que o sector meridional mantense, en gran medida, libre de construcións (Cajade-Pascual et al., 2021a).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

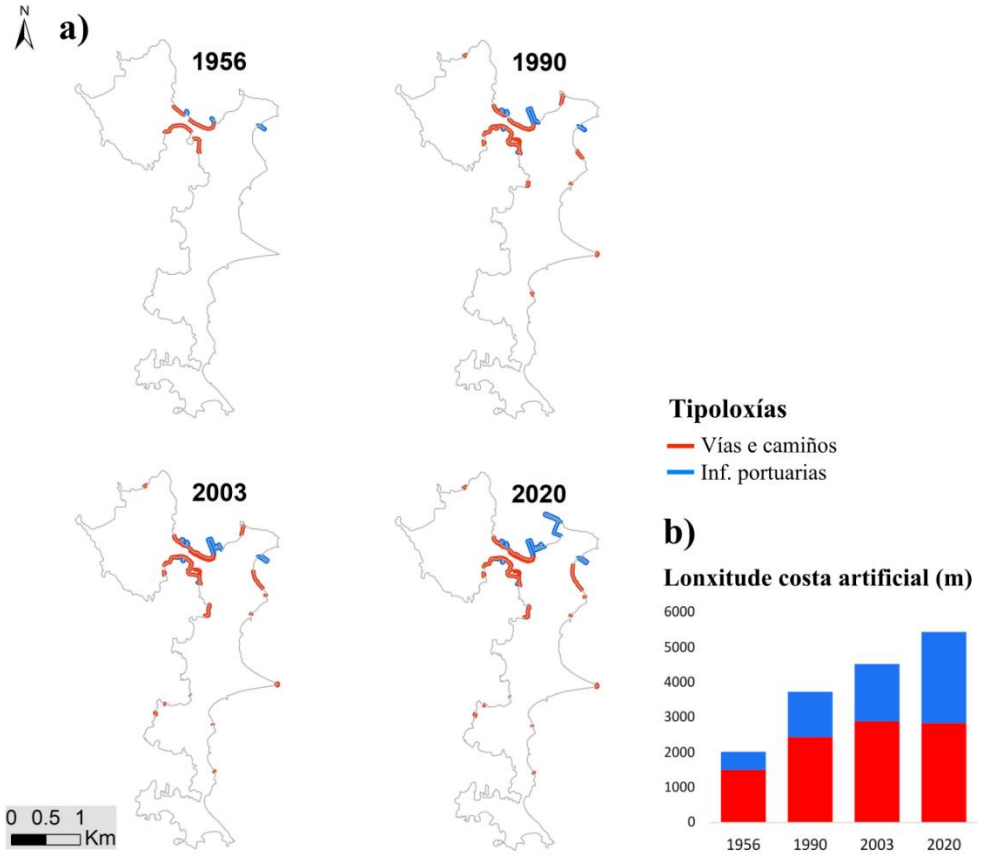


Figura 37: Evolución da costa artificial na illa de Arousa. a) Liña de costa artificial nos anos 1956, 1990, 2003 e 2020. b) Lonxitude neta (m) da costa artificializada. Modificado de Cajade-Pascual et al. (2021a).

A artificialización da fronte costeira increméntase notablemente desde mediados do século XX, ao pasar de 2 km de costa artificial en 1956, a case 5,5 km no ano 2020. Este aumento é o resultado das continuas ampliacións do paseo marítimo do núcleo urbano da Illa de Arousa, a construción de diques e vías de comunicación, e a expansión das instalacións portuarias que alberga o municipio, destacando o porto de Xufre. Aínda que o aumento é progresivo nos intervalos temporais estudados (1956-1990; 1990-2003 e 2003-2020), no último período (2003-2020) apenas se identifican procesos de urbanización/estabilización aparte da ampliación do porto de Xufre, o que pode relacionarse cun maior control urbanístico e o novo marco xurídico sobre a protección e planificación dos sistemas costeiros: *Ley 22/1988 de Costas* e os seus posteriores regulamentos; a aprobación do Plan Xeral de Ordenación Municipal (PXOM) da Illa de Arousa no ano 2002 e mesmo a declaración da península do Carreirón como espazo natural protexido en 2004. Non obstante, é preciso unha análise en maior profundidade para poder dirimir con precisión o papel da lexislación e normativa na urbanización da liña costeira (Cajade-Pascual et al., 2021a).

2.4.2 VARIACIÓN DA LIÑA COSTEIRA ENTRE 1956 E 2020

O traballo de campo permitiu identificar as zonas con evidencias de erosión activa na fronte costeira da illa de Arousa (Figura 38 e 39). Os catro sectores analizados (NO, NL, Centro e Sur) sinalan que a dinámica da fronte costeira tivo comportamentos diferentes entre

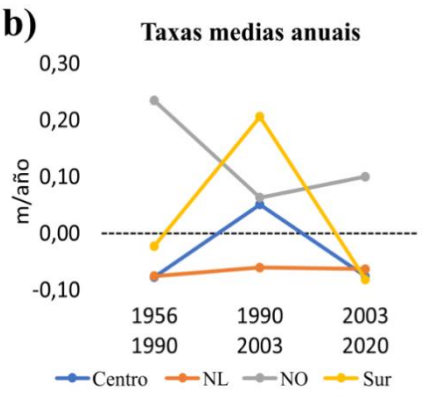
1956 e 2020, pois algúns sectores evidencian retroceso e outros apuntan á estabilización ou a lixeiros avances.

Figura 38: Evidencias de erosión activa na illa de Arousa. a) Praia de Cabodeiro (sector NL) en febreiro de 2021. b) Zona de Terais, ao sur de punta Riasón (sector central) en febreiro de 2021.

O sector central sitúase no flanco oriental, ao norte da ponte. Correspóndese cunha praia con cantil sedimentario encostado de potencia variable (entre 0,5 e 1,5 m), composto por unha matriz fina intercalada con algúns niveis de cantos. A praia está orientada cara o leste. Os datos sinalan un retroceso medio de máis de 3 m entre 1956 e 2020, aínda que entre 1990-2003 prodúcese un lixeiro avance (+0,05 m/ano), probablemente relacionada cunha revexetación temporal. O retroceso máximo detectado entre 1956 e 2020 supera os 12 m, cunha taxa media de -0,08 m/ano (Figura 39). No mesmo flanco, pero máis cara o norte, sitúase o sector NL. Correspóndese cunha praia con cantil sedimentario de potencia variable (entre 1,5-3 m) e composto por material heterométrico disposto en diferentes niveis. A orientación do sector é SL. Entre 1956 e 2020 o retroceso medio é de 4,5 m, mentres que algunhas partes achéganse aos 10 m. As taxas regresivas nos períodos 1956-1990 (-0,08 m/ano) e 2003-2020 (-0,06 m/ano) son moi similares ás do sector central, pero a diferenza deste, tamén presenta erosión entre os anos 1990 e 2003 (-0,06 m/ano). As taxas medias son semellantes nos tres períodos, indicando unha dinámica erosiva continuada (Cajade-Pascual et al., 2021a).

Os outros dous sectores analizados sitúanse no flanco occidental da illa, máis exposto e enerxético. O sector NO correspóndese cun sistema praia-duna con orientación NO. O sistema dunar presenta unha franxa de *foredunes* parcialmente vexetadas. Os datos apuntan á progradación da fronte dunar entre 1956 e 1990, cun avance de 8 m (+0,23 m/ano). Posteriormente este avance fréase, pero mantendo taxas anuais positivas de +0,06 m/ano (1990-2003) e +0,10 m/ano (2003-2020). O sector Sur correspóndese cun pequeno sistema praia-duna orientado cara o NO, situado na zona occidental da península do Carreirón. O sector dunar conta cunha franxa de *foredunes* máis estreita que a analizada no sector NO. Os datos reflicten que entre 1956 e 2020 produciuse un lixeiro avance da fronte dunar de apenas 0,6 m, aínda que nos períodos 1956-1990 (-0,02 m/ano) e 2003-2020 (-0,08 m/ano) presenta taxas erosivas.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA



c) Variación absoluta (m)

Sectores de estudo	Período		
	1956-1990	1990-2003	2003-2020
Centro	-2,6	0,7	-1,3
NL	-2,6	-0,8	-1,1
NO	8	0,8	1,7
Sur	-0,7	2,7	-1,4

Figura 39: Análise dos cambios na liña costeira da illa de Arousa. a) Zonas onde se detectaron procesos erosivos activos. b) Taxas medias anuais de variación nos catro sectores analizados. c) Variación absoluta nos tres períodos analizados. Modificado de Cajade-Pascual et al. (2021a).

2.4.3 A MORFODINÁMICA COSTEIRA DA ILLA DE AROUSA

A caracterización costeira permitiu identificar a diferente configuración dos flancos e sectores da illa de Arousa. Así, o flanco oriental presenta unha costa máis rectilínea, dominada por praias de pouca pendente e perfil disipativo. O flanco occidental, ten un carácter recortado, con areais de menor lonxitude e dominado polos afloramentos rochosos. Por último, a península do Carreirón está formada por unha intercalación de pequenas praias de perfil reflectivo e saíntes rochosos. A evolución da fronte costeira nos catro sectores analizados denota comportamentos morfodinámicos diferentes (Cajade-Pascual et al., 2021a). Os sectores Central e NL presentan unha dinámica erosiva, estimándose un retroceso medio entre 1956 e 2020 de 4,5 m no sector NE e 3,2 m no Central. As taxas medias de retroceso anuais (~ -0,08 m/ano) son constantes, con todo, o sector Central presenta unha pequena recuperación entre 1990-2003, cun lixeiro avance, interpretable como unha revexetación puntual, pois as condicións climáticas da costa galega permiten unha rápida cobertura destes sistemas. A tendencia do sector NO é a unha lixeira progradación do sistema dunar, sobre todo da parte meridional da praia. Outros estudos tamén teñen detectado unha tendencia xeral ao avance das fronte dunares na costa galega dende mediados do século XX (Blanco-Chao & Gómez-Rey, 2018; Gómez-Rey & Blanco-Chao, 2019; González-Villanueva et al., 2022, 2023), interrompida por breves períodos de retroceso. Non obstante, as taxas de cambios rexistradas na praia de Area da Secada (sector NO) son moi inferiores ás detectadas nestes estudos, polo que estaríamos ante unha fitoestabilización dunar máis que ante un progradación xeneralizada do sistema. No sector Sur, a escasa magnitude do cambio, xunto coa ausencia

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

dunha tendencia clara, suxiren que se trata dun sector estable, sometido ás variacións morfodinámicas propias dun sistema praia-duna.

A localización das zonas afectadas polos procesos erosivos permite interpretar as posibles causas relacionadas con estas dinámicas regresivas en sectores concretos. Se comparamos as áreas que presentan erosión, coas tipoloxías costeiras, obsérvase que a práctica totalidade destas prodúcese en ambientes de praia-cantil sedimentario, mentres que as zonas conformadas por sistemas praia-duna non terían o mesmo nivel de afectación (Cajade-Pascual et al., 2021a). A primeira hipótese a valorar sustentaríase no impacto da artificialización do litoral ou mesmo a construción da ponte que conecta a illa co continente en 1985, pois as zonas regresivas sitúanse ao norte da mesma. Con todo, que as taxas erosivas sexan constantes nos tres períodos analizados, suxire que a construción da ponte non é a razón principal que explica os cambios nestes sectores. Outra posible causa pode derivar nunha maior incidencia da ondada, máis aínda nun escenario global de subida do nivel do mar, pois unha ondada máis enerxética ou un incremento dos temporais poderían ocasionar un retroceso dos cantís edafo-sedimentarios, ao mesmo tempo que as praias con sistemas dunares asociados, poderían adaptarse mellor a estes cambios (Jackson et al., 2019). En Areoso, o sector máis afectado pola erosión é o occidental, mentres que na illa de Arousa é o NL, esta diferencia suxire que os factores causantes da erosión teñen un carácter local, como podería ser o crecemento e desprazamento meridional da frecha sedimentaria de O Vao (Figura 40). Para de Jong & Poortman (1970) a orixe da frecha vencéllase principalmente ao "encontro" do material arrastrado cara o sur polos ventos de compoñente norte durante o verán, e o material impulsado cara o norte polos ventos de compoñente sur durante o inverno. Ao tratarse dun sector moi pouco enerxético, a formación desta frecha tamén se pode relacionar coa deriva litoral do sedimento seguindo a dirección das correntes superficiais e de marea. Os estudos hidrodinámicos realizados na ría de Arousa (Grajal, 1980; Taboada 1967; Otto, 1975) sinalan unha corrente dominante dirección N-S, pero que se ve interferida por unha corrente que entra dende o sur. A confluencia de ambas correntes podería ser un dos factores determinantes na xénese e crecemento da frecha sedimentaria. Con todo, a modificación antrópica do sector (construción da ponte, do peirao de Cabodeiro e a estabilización da fronte costeira nalgúns tramos [paseos, estradas, camiños]), dificulta o estudo da mobilización do sedimento ao longo do litoral. Non obstante, futuros estudos deberán afondar nas causas da dinámica erosiva detectada no sector comprendido entre O Vao e o porto de Xufre.

Figura 40: Imaxe aérea da frecha sedimentaria do Vao en 1956 e 2020. Na imaxe de 1956 aprécianse diferentes cordóns dunares, probablemente resultado dos procesos de acreción da frecha cara o leste e o sur. Na actualidade, o sector está modificado e estabilizado.

2.5 ESTUDO MORFODINÁMICO DO ILLOTE AREOSO

Dende inicios do século XXI xa se tiña advertido un importante retroceso do sector norte, non obstante, ata a década pasada, non comeza a mostrarse unha preocupación a nivel académico, mediático e institucional pola dinámica erosiva, que ameazaba a coa destrución das estruturas arqueolóxicas e a afectación ao banco marisqueiro que rodea o illote.

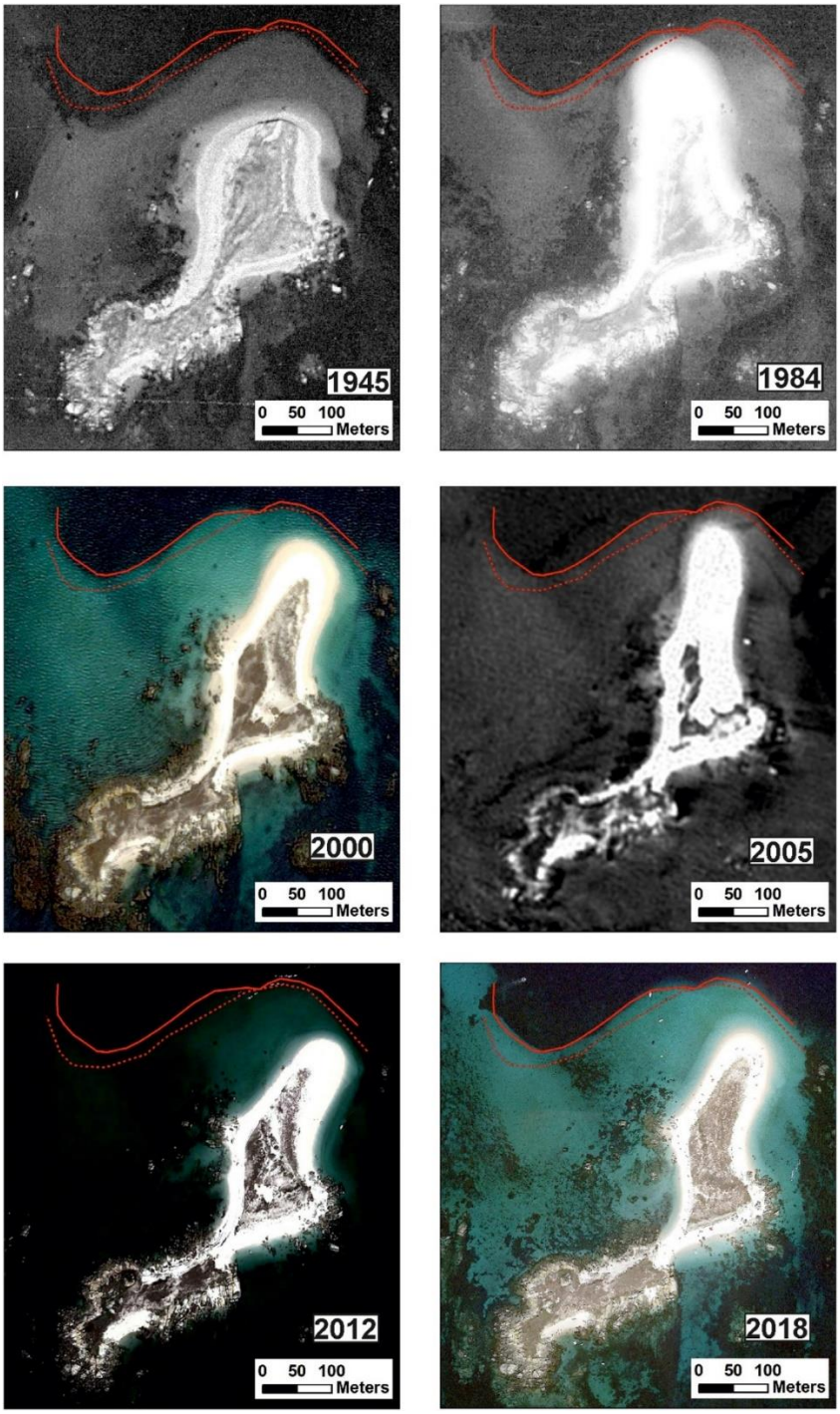


Figura 41: Evolución da frecha sedimentaria e rotación do lóbulo septentrional de Areoso. As liñas vermellas son o límite norte dos sedimentos submarinos nas imaxes aéreas de 1945-1956 (punteadas) e 1989 (continuas). Fonte: Blanco-Chao et al. (2020).

Esta realidade poñía de manifesto a necesidade de comprender o comportamento morfodinámico do illote, e os factores que estaban a provocar unha importante erosión no flanco occidental. Con este obxectivo, realízase unha análise da dinámica do sector norte dende 1945 e o calculo dos cambios na fronte dunar entre 2000 e 2022, como base para a interpretación morfodinámica do illote.

2.5.1 A EVOLUCIÓN DA FRECHA SEDIMENTARIA

A análise das imaxes aéreas e satelitais dende 1945 revelou un importante dinamismo do sector norte, mentres o sector sur presentaba unha maior estabilidade (Figura 41). O sector norte do illote é basicamente unha frecha sedimentaria, non obstante a nivel morfodinámico pode diferenciarse entre a parte meridional, que é a máis afectada pola erosión; a parte media, flanqueada por afloramentos rochosos, onde o sistema praia-duna presenta menor mobilidade; e o extremo setentrional, conformado por un lóbulo sedimentario de gran mobilidade, caracterizado por unha rotación leste-oeste (Blanco-Chao et al., 2016, 2018, 2020).

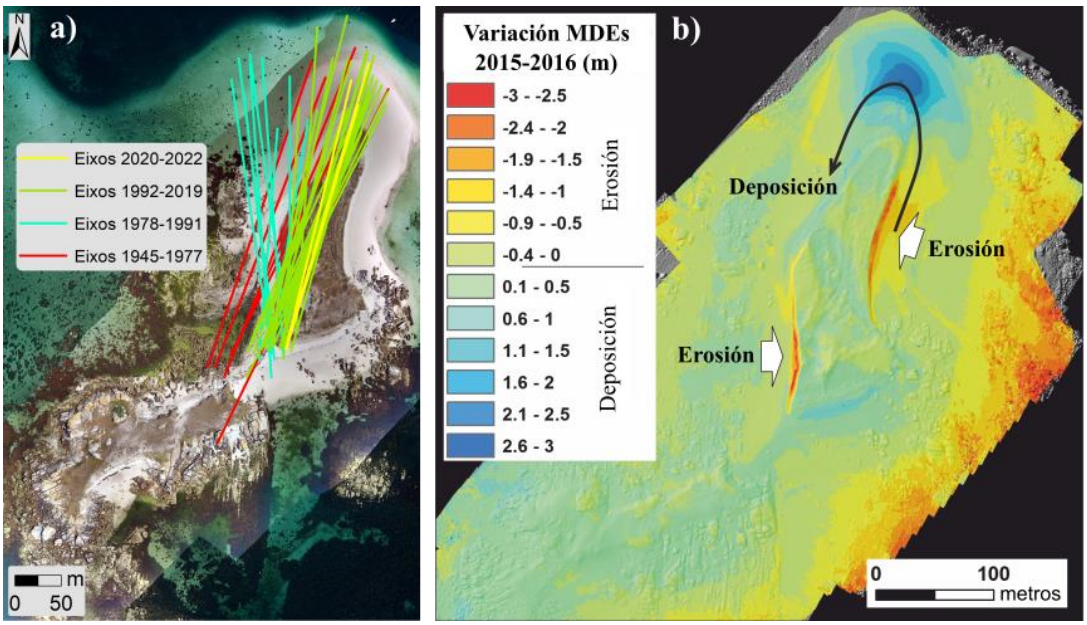


Figura 42: a) Posición dos eixos lonxitudinais. b) Variacións entre os MDEs de 2015 e 2016, durante unha fase de rotación cara o oeste. O sedimento erosionado do flanco oriental transfírese ao flanco occidental. Na figura tamén se identifica un forte retroceso na parte SO do sector. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

O primeiro período estudado (1945-1977) abarca máis de tres décadas, pero soamente hai seis imaxes dispoñibles para identificar os cambios. Nas dúas primeiras imaxes (1945 e 1956) a xeometría do lóbulo e da duna vexetada difire notablemente dos períodos sucesivos. Nestas primeiras imaxes, o sector norte é máis ancho e máis curto (Figura 41), onde o actual lóbulo setentrional aínda tería un desenvolvemento escaso. A superficie dunar vexetada no sector norte era de arredor de 2 ha. Entre 1977 e 1980 o lóbulo avanza en dirección NNO, e acada o seu máximo avance entre 1984 e 1989, cando a orientación do lóbulo situábase entre 4° e 8° O. Este avance cara o norte (~80 m) supuxo o estreitamento da frecha, que pasou a ter unha forma alongada, á par que se reducía a superficie dunar vexetada a 1,8 ha en 1984.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

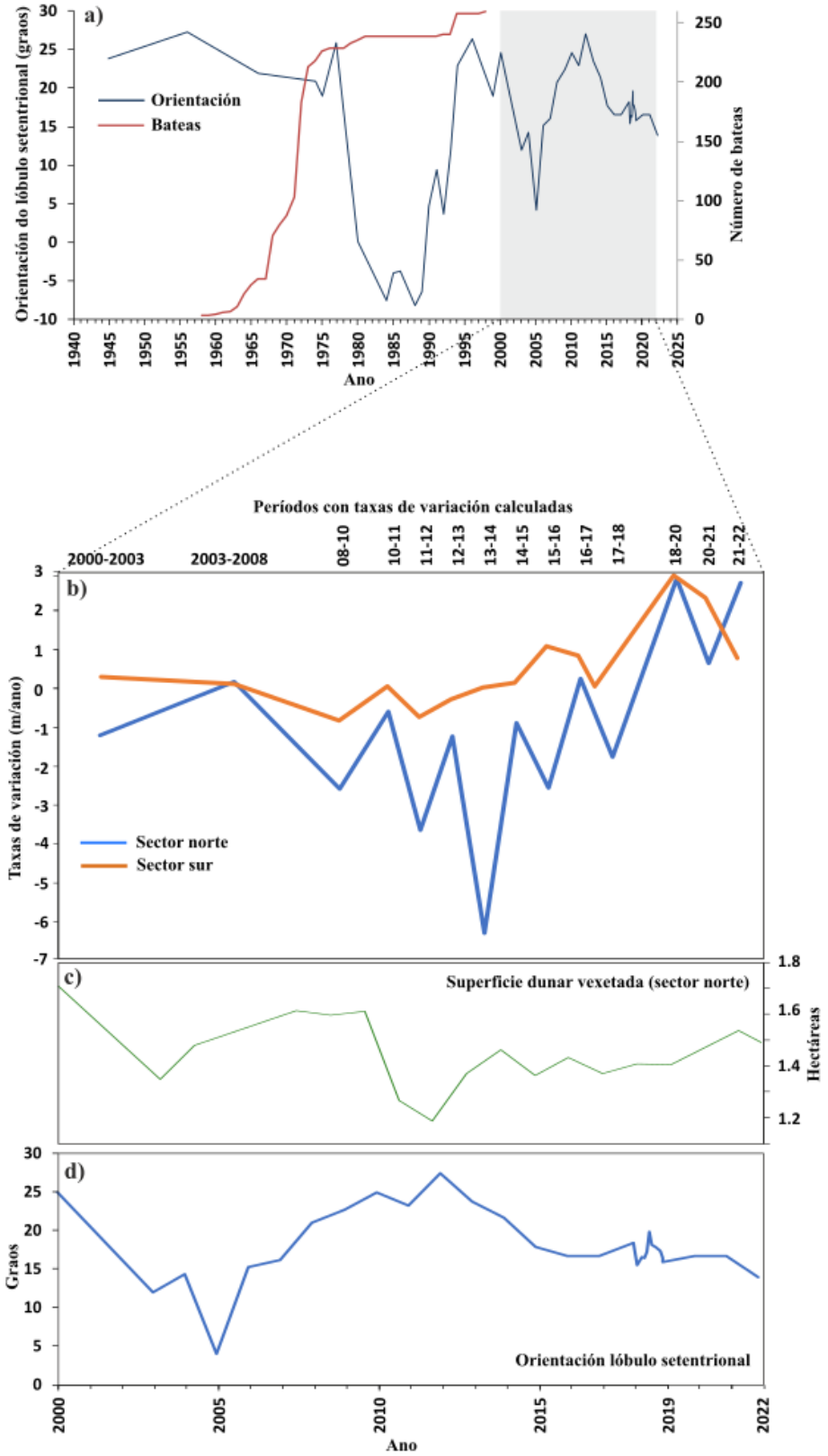


Figura 43: Evolución do sector norte de Areoso. a) Ángulo de rotación do eixo lonxitudinal da frecha sedimentaria (as orientacións positivas son cara ao leste e as negativas cara o oeste) e número de bateas instaladas na zona de cultivo ao norte de Areoso. b) Taxas de variación da fronte dunar no flanco occidental entre os anos 2000 e 2022. c) Superficie dunar vexetada no sector norte. d) Detalle da rotación do lóbulo no período 2000-2022. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

Despois de 1989, o lóbulo comezou un período de rotación cíclica, desprazándose entre os 4° e 26° leste, sen que volvese a situarse na posición máxima cara o oeste (8° O) acadada no período 1984-1989. En 1989, iníciase unha fase de rotación cara ao leste, que remata en 1996, co lóbulo orientado 26° cara o leste (Figura 43). Despois de 1997 comeza unha fase de rotación cara o oeste, que se estende ata o ano 2005, cun desprazamento total de 22° cara o oeste (Blanco-Chao et al., 2020). Entre 2005 e 2012, o movemento do lóbulo setentrional foi de 23° cara ao leste. Desde 2012, comezou unha nova fase de desprazamento cara o oeste, alcanzando unha posición de 17° L en 2015. Durante un lustro (2015-2020), a rotación do lóbulo mantívose nunha posición estable (entre 16° e 19° L), con variacións de escasa magnitude. Aínda que a última ortofotografía dispoñible é do ano 2020 (*PNOA © Instituto Geográfico Nacional*), o cartografado en campo realizado nos anos 2021 e 2022 evidenciou unha reactivación da rotación, situándose o eixo lonxitudinal da lóbulo en 13,8 ° L en marzo do 2022. A pesar da baixa resolución temporal de imaxes antes de 1977, os resultados da análise entre 1980 e 2016 suxiren que a rotación do lóbulo setentrional presenta un comportamento cíclico, alternando desprazamento cara ao oeste e cara ao leste cun mínimo amplitude angular de 9° e un máximo de 34° (Figura 41 e 43). A rotación opera mediante a transferencia de sedimento entre os flancos occidental e oriental, como se detecta ao comparar os dous Modelos Dixitais de Elevacións (MDE) de 2015 e 2016 (píxel 10 cm) (Figura 42). Independentemente da dirección de rotación (leste-oeste ou oeste-leste), o flanco en retroceso evidenciase en campo pola presenza dunha escarpa erosiva (Figura 44); mentres que franco acumulativo, e frecuentemente no extremo do lóbulo, o sedimento acumúlase formando unha berma con pequenas morfoloxías dunares, que son rapidamente colonizadas pola vexetación (principalmente *Ammophila arenaria*).

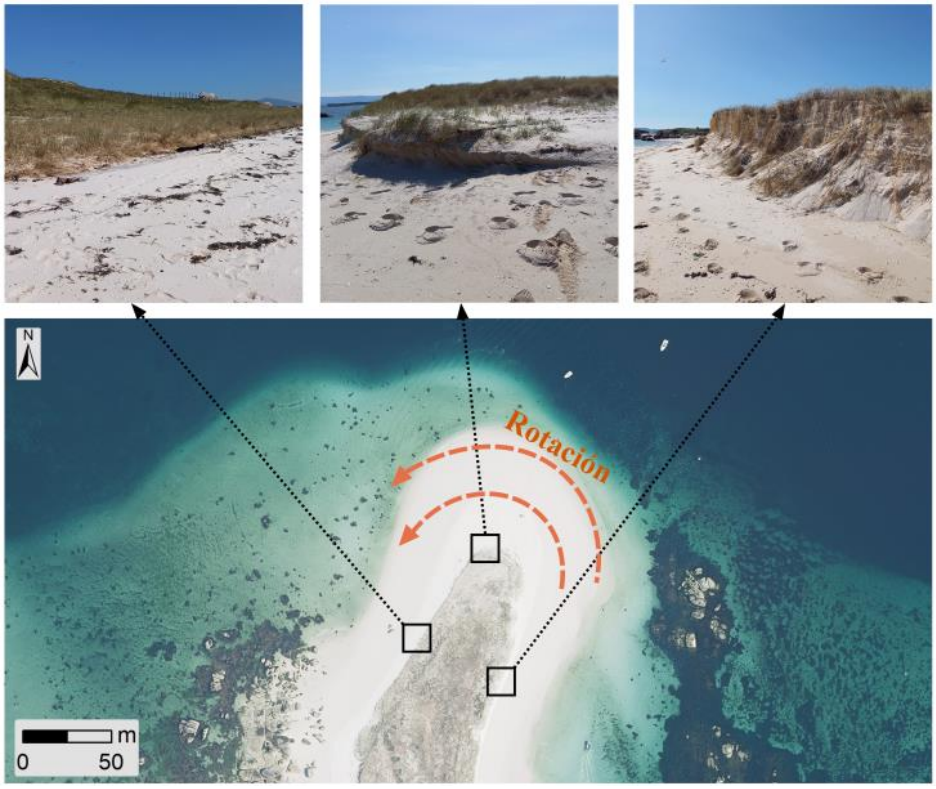


Figura 44: Diferenciación morfolóxica dos flancos segundo a dirección de rotación. Dende o 2012, o lóbulo setentrional está a rotar cara o oeste, producindo a erosión da fronte dunar no flanco oriental namentres o sistema dunar prograda no flanco occidental. Ortofoto do ano 2020. Fotografías tomadas en marzo do 2022.

A campaña batimétrica revelou a presenza de dous lóbulos submarinos (Sub-1 e Sub-2) ao norte do illote (Figura 45). Son a plataformas con moi escasa pendente, sobre as que se despraza o lóbulo setentrional. A nivel estrutural, aseméllanse a pequenas clinoformas, cunha parte superior e inferior de pendente suave e unha parte media de pendente pronunciada (escarpa). Os datos granulométricos obtidos do Core-I sinalan que están conformados por areas medias e grosas, moderadamente seleccionadas e con elevados contidos en material bioxénico (~40 %). As propiedades sedimentolóxicas obtidas na testemuña submarina son semellantes aos das mostras de praia actual, polo que se pode vencellar a súa orixe á chegada de material dende o illote (Blanco-Chao et al., 2020).

A comparación entre o modelo batimétrico e a secuencia de imaxes aéreas revelou que a formación do lóbulo submarino occidental (Sub-2) é posterior a 1980, pois nas imaxes entre 1945 e 1980 só se aprecia o lóbulo submarino oriental (Sub-1). As imaxes dos anos 1984 e 1989, co extremo da frecha sedimentaria na súa posición máis desprazada cara o oeste, enmarcan cronoloxicamente a formación de Sub-2. Despois de 1989, co comezo dunha fase de rotación do sistema cara o leste, Sub-2 queda abandonado, pois dende finais dos anos 1980 non volveu a ser ocupado polo lóbulo setentrional do illote. Este abandono supuxo que quedara retido un volume de sedimento estimado de 9000 m^3 (Blanco-Chao et al., 2018, 2020).

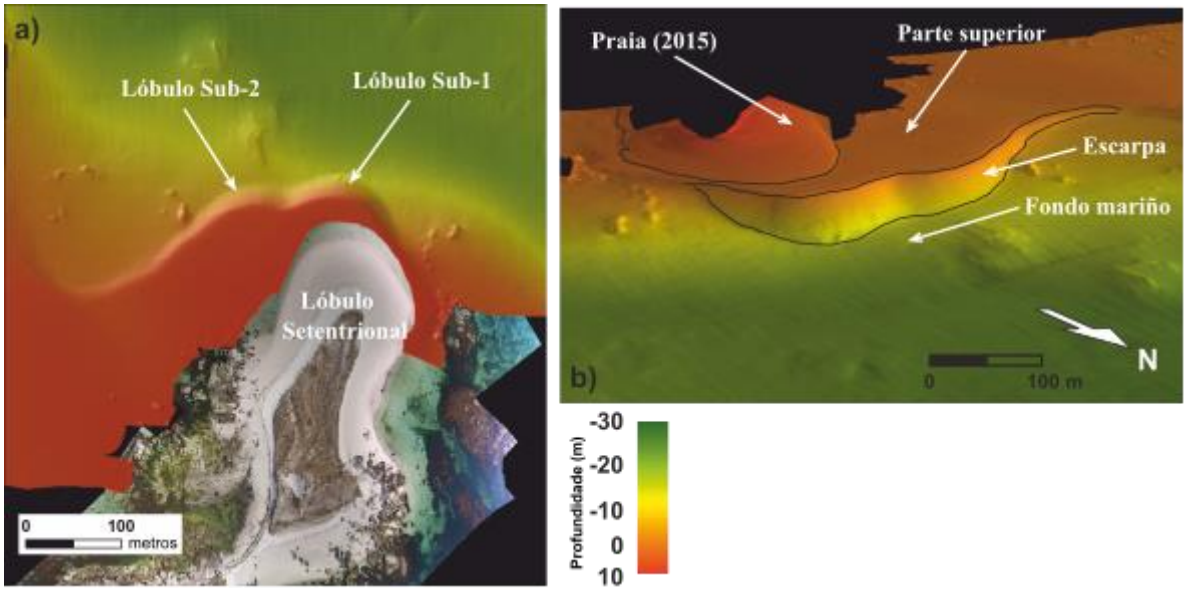


Figura 45: Localización e morfoloxía dos lóbulos submarinos. a) Batimetría de alta resolución do fondo mariño ao oeste e norte de Areoso. b) Modelo batimétrico en 3D onde se aprecia a morfoloxía dos lóbulos. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

A formación do lóbulo submarino occidental estivo acompañada dunha progradación xeral cara ao norte do corpo sedimentario. A comparación de imaxes aéreas revela que a posición do límite norte dos sedimentos nos baixos avanzou uns 30 m ao norte. Os perfís acústicos permiten analizar a arquitectura xeral dos fondos sedimentarios ao O-NO do illote, que se caracterizan por clinoformas progradantes cara ao norte (Figura 46). Estas estruturas poden interpretarse como facies de plataforma sedimentaria, constituíndo a base sobre a que se desenvolve a frecha (Blanco-Chao et al., 2020; Costas & FitzGerald, 2011; Meistrell, 1972; Nielsen & Johannessen, 2009).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

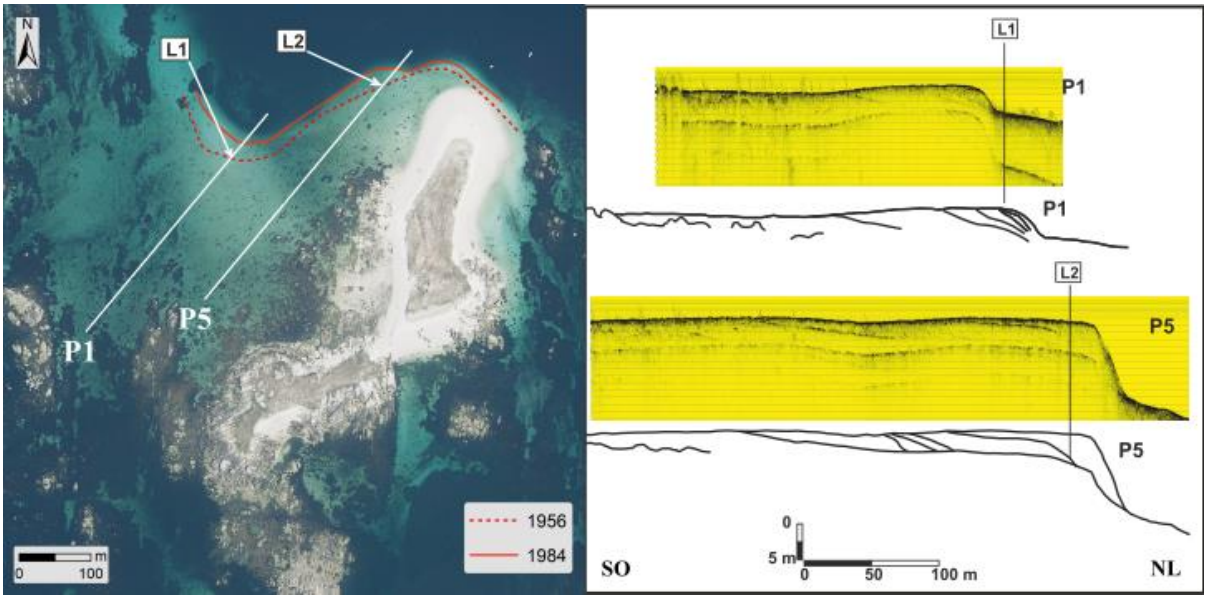


Figura 46: Posición do límite norte dos sedimentos submarinos en 1956 e en 1984 sobre a imaxe aérea de 2020. Os perfís acústicos L1 e L2 marcan a posición do bordo norte dos lóbulos submarinos en 1956 evidenciando a progradación entre 1984 e 1989.

No perfil acústico P1, as clinoformas do extremo norte interprétanse como os sedimentos acumulados despois de 1984, mentres que acumulación distal do perfil P5, corresponde co lóbulo submarino occidental (Sub-2) formado entre 1984 e 1988. A comparación entre os límites das escarpas submarinas en 1984 e a imaxe de 2020 (Figura 46), tamén parece indicar que a progradación dos lóbulos submarinos continuou despois de 1984, aínda que a un ritmo inferior.

2.5.2 CAMBIOS NA FRONTE DUNAR ENTRE 2000 E 2022

A comezos do século XX prodúcese a rotura do istmo que conectaba os sectores dunares norte e sur de Areoso. Desde entón, o flanco occidental experimentou unha erosión severa e continuada ata 2018 (Figura 47). A fronte dunar occidental do sector norte rexistrou un retroceso neto de entre 11 e 34 m entre os anos 2000 e 2018 (Figura 47). As taxas de erosión foron variables, pero cunha tendencia á alza desde un mínimo de -0,01 m/ano ata un máximo de -6,6 m/ano no período 2013-2014. Entre 2014 e 2018 as taxas erosivas desaceléranse (entre -2,8 m/ano e +0,08 m/ano). O último período analizado (2018-2022) supón un cambio na tendencia, pois rexístranse un avance da fronte dunar, con taxas medias de entre +0,5 m/ano (2020-21) e +2,7 m/ano (2018-2020) (Figura 43). No sector sur, o retroceso neto foi menor, cun máximo de 8,7 m entre 2003 e 2018 e unha menor variabilidade nas taxas de retroceso, con valores próximos a -0,25 m/ano (Blanco-Chao et al., 2020). O retroceso da fronte dunar provocou a destrución, entre 2013 e 2015, dos restos de polo menos tres estruturas arqueolóxicas (Mámoa 5 e dúas cistas), ademais de afectar á Mámoa 4. Entre 2018 e 2022 detéctase unha recuperación do sector, con taxas de avance da fronte dunar de entre +0,4 m/ano (2021-2022) e +2,3 m/ano (2018-2020).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

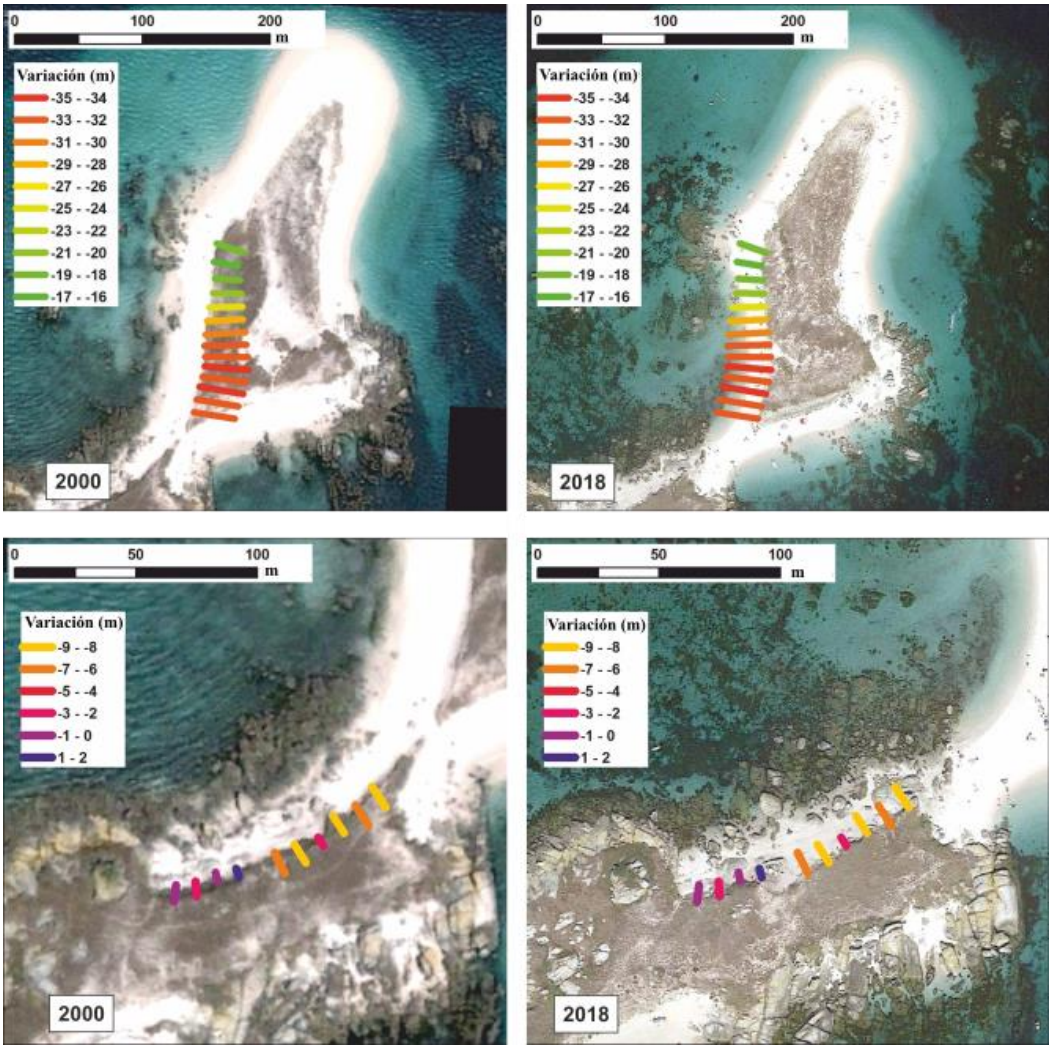


Figura 47: Variación neta da fronte dunar no flanco occidental entre os anos 2000 e 2018. Comparación do retroceso sobre as imaxes do ano 2000 e 2016. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

A superficie dunar vexetada do sector norte reduciuse un ~23 % entre 1945 e 2022, pasando de 2,05 ha en 1945 a 1,58 ha en 2022. Aínda que o sistema dunar vaise adaptando rapidamente á rotación do lóbulo, o retroceso do flanco occidental comportou tamén unha redución da duna vexetada. Entre 1945 e o ano 2000, a superficie dunar retrocedeu en 0,34 ha, cunha taxa media de -62 m^2/ano. Esta redución relacionase principalmente co cambio na morfoloxía do sector norte, que ao alongarse e estreitarse, supuxo unha diminución da duna en favor da superficie exposta ás ondas (praia). Entre os anos 2000 e 2003, coincidindo coa rotura do istmo, increméntase o retroceso, con perdidas superiores aos -1000 m^2/ano. Tras este desequilibrio, o sector vexetado comeza unha fase de recuperación (+430 m^2/ano) ata acadar 1,61 ha en 2009. Entre 2009 e 2011 prodúcese outro importante retroceso, de preto de 4200 m^2 en só dous anos, ata situarse a superficie dunar vexetada en apenas 1,19 ha. A partir de 2011 comeza unha tendencia positiva (+350 m^2/ano), e o sistema dunar do sector norte increméntase ata as 1,58 ha de 2022. Entre 2020 e 2021 detéctase un pequeno retroceso, relacionado en parte coa rotura do *blowout* situado na parte SO do sector norte (Figura 48).

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

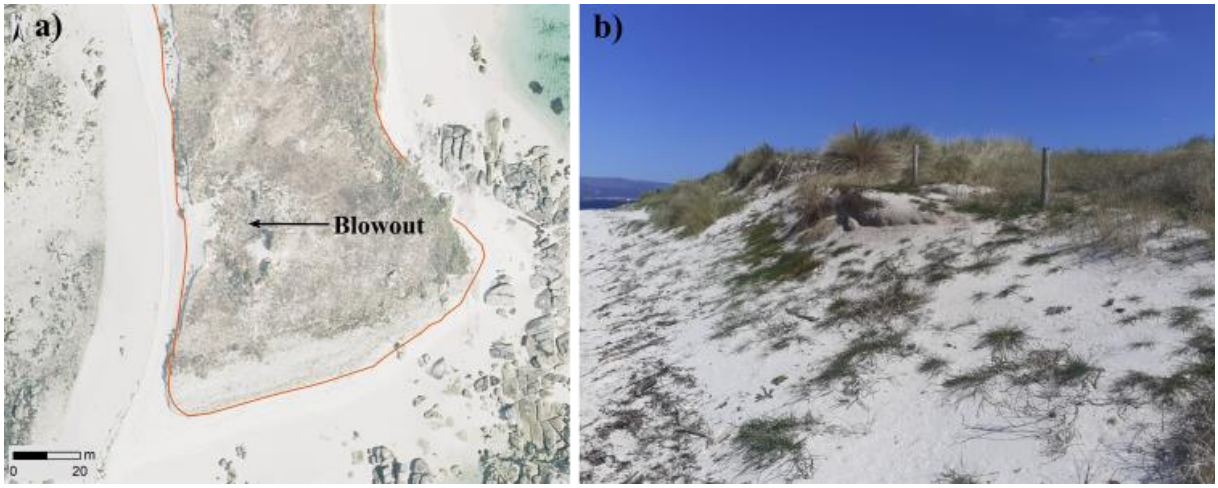


Figura 48: A rotura da fronte dunar que mantiña pechado o blowout entre 2020 e 2021, levou a un importe efecto erosivo nun tramo duns 40 m de lonxitude. a) Imaxe do ano 2020 onde se observa o retroceso dunar na entrada do blowout. A liña vermella representa o estado da fronte en 2022, reflicte de novo o seu peche e un avance da fronte dunar. b) Fotografía de marzo de 2022 onde se aprecia o peche dunar.

2.5.3 ANÁLISE DAS VARIABLES DINÁMICAS

Para relacionar posibles cambios nas dinámicas naturais como causantes do comportamento morfodinámico de Areoso, analizáronse as series de datos de ondas e vento, o modelo de propagación da ondada e os cambios recentes do nivel do mar.

2.5.3.1 Análise do vento e da ondada

A comparación dos conxuntos de datos da boia de Cabo Silleiro e os puntos SIMAR mostra unha boa correlación para altura significante (Hs) e período (Tp), mentres que é peor para a velocidade do vento. Os valores da Raíz do Erro Cuadrático Medio (RECM) son maiores para o punto SIMAR-3011012, situado na desembocadura da ría, debido a que neste punto o modelo reproduce a atenuación das ondas ao propagarse dentro da ría, e as alturas das ondas son menores. Os resultados do RECM tamén mostran que en ambos os puntos SIMAR, os modelos tenden a sobreestimar os valores de Tp, unido a que a velocidade do vento probablemente non reflicte a variabilidade natural. Os bos coeficientes de correlación das series SIMAR permiten analizar variacións a longo prazo no réxime da ondada, aínda que con certa prudencia con respecto aos valores absolutos, especialmente sobre Tp e velocidade do vento. O estudo das variacións naturais nos parámetros da ondada e do vento realizouse utilizando o conxunto de datos máis longo e homoxéneo dispoñible, correspondente ao SIMAR-44 *hindcast*. Por este motivo, as anomalías calculáronse utilizando unicamente os dous subconxuntos de SIMAR-44. Se se utilizase a serie completa, as diferenzas na metodoloxía de modelado de cada subconxunto (SIMAR-44 e WANA) imposibilitarían unha detección fiable de posibles anomalías (Blanco-Chao et al., 2020).

A análise dos datos de ondas e vento dos dous conxuntos de datos utilizados revelou pouca variabilidade nos parámetros calculados para o período cuberto polo conxunto de datos SIMAR-44. O aspecto máis destacable podería ser o período comprendido entre 1966 e 1976, cando se observa un lixeiro descenso de menos do 10 % da altura das ondas e menos dun 2 % do período con respecto á media de 1958-2001. A velocidade e dirección do vento mostran unha menor variabilidade e non se detectan períodos con cambios ben definidos. Despois de

2001, a altura e dirección das ondas, así como a dirección do vento, non revelan ningunha variación significativa en ambas as series SIMAR. En SIMAR-3011012, a Tp e a velocidade do vento aumentan en comparación cos datos de SIMAR-44, probablemente como resultado do modelo máis fiable do subconxunto WANA. Pola contra, os valores de Tp en SIMAR-1043071 diminúen despois de 2001, e a velocidade do vento mostra unha lixeira diminución. Os datos da boia de Cabo Silleiro mostra unha lixeira tendencia ao aumento de Hs e Tp desde 1999. A boa correlación dos datos SIMAR e a boia, permite concluír que durante todo o período de estudo non se produciron cambios significativos nos réximes de ondada e vento (Blanco-Chao et al., 2020).

2.5.3.2 Propagación da ondada

A propagación da ondada nas rías da costa atlántica galega está condicionada polo efecto abrigo das illas situadas na desembocadura das rías (Rey et al., 2005; Vilas et al., 2005), que no caso da ría de Arousa exemplifícase co arquipélago de Salvóra.

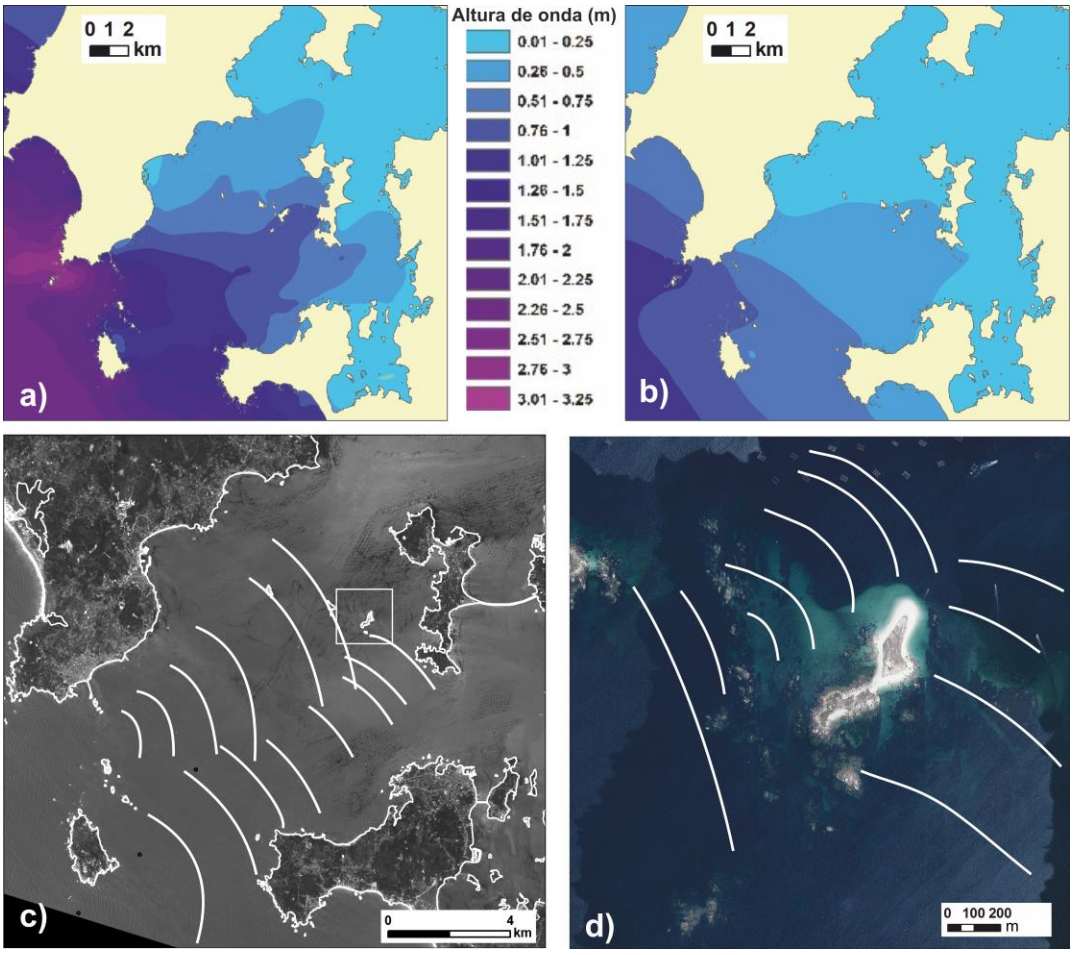


Figura 49: Patróns de propagación de ondas no interior da ría de Arousa. Arriba: modelos SWAN (datos de Meteogalicia, Consellería de Medio Ambiente). a) Ondas do ONO (278°) con Hs = 2 m e T = 10 s. b) ondas do ONO (276°) con Hs = 0,5 m e T = 6 s. c) Difracción das ondas en mar aberto ao superar a illa de Sálvora (por fotointerpretación). d) Detalle da propagación e difracción de ondas nos flancos de Areoso. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Este efecto advírtese nos datos da ondada, pois o punto SIMAR-3011012, situado na entrada da ría, presenta unha dirección máis occidental do vento e das ondas, e unha diminución na altura das ondas en comparación co punto externo SIMAR-1043070. As ondas que entran na ría de Arousa desde mar aberto sofren unha forte difracción ao chegar á illa de Sálvora, dividíndose en dous trens de ondas. Ao norte de Sálvora propáganse cara ao NL, mentres que ao sur de, outro tren de ondas difractadas penetra na ría en dirección NNL (Figura 49). Este proceso obsérvase tanto en imaxes de alta resolución, como nos resultados dos modelos de propagación de ondas *Simulating WAves Nearshore* (SWAN). Segundo os modelos SWAN, as ondas experimentan unha importante redución de enerxía, chegando aos baixos dos Guidoiros cunha diminución de altura de ata o 72% (Figura 49). A resolución dos modelos de propagación de ondas non é suficiente para identificar os procesos ao redor de Areoso, pero a fotointerpretación das imaxes aéreas e satelitais permite identificar o patrón das ondas nos flancos do illote. O tren oriental de ondas difractadas viaxa cara ao norte a través da canle entre a illa de Arousa e Areoso, refractándose no flanco oriental do illote. O tren occidental rompe e atenúase no conxunto de afloramentos e baixos situados ao SO de Areoso, aínda que existe unha canle duns 90 m de ancho que xera un novo foco de difracción, que se propagan cara ao NL (Blanco Chao et al., 2018, 2020).

2.5.3.3 Cambios no nivel do mar

A erosión dos sistemas praia-dunas pode estar relacionada co aumento do nivel do mar (Bedoya & Freire-Boado, 2013; Morales & Pérez-Alberti, 2019; Rovere et al., 2016; Sáez et al., 2018). Como a maioría das costas atlánticas europeas, o NO da Península Ibérica atópase cun contexto de subida do nivel do mar. A tendencia dos datos medios mensuais do mareógrafo de Vigo (Holgate et al., 2013; PSMSL, 2017) entre 1943 e 2016, mostra unha taxa de subida do nivel do mar de 2,1 mm/ano, semellantes ás tendencias globais (IPCC, 2021, 2023). Marcos et al. (2005) calcularon tamén a taxa de aumento cos datos do mareógrafo de Vigo, pero aplicando un modelo corrector do rebote posglaciar. Os datos sinalaron unha taxa media de aumento de 2,91 mm/ano para o período 1945-2010. Con todo, a nivel rexional non se identifican tendencias regresivas que poidan suxerir unha vinculación directa entre a magnitude de aumento do nivel do mar actual e a erosión das praias, máis aínda se tempos en conta a capacidade de adaptación dos sistemas praia-duna ante variacións moderadas no nivel do mar.

2.5.4 INTERPRETACIÓN MORFODINÁMICA

Tanto a batimetría como os perfís acústicos realizados nos lóbulos submarinos situados ao NO de Areoso, sinalan unha progradación do sedimento cara ao norte. A aparición e crecemento do lóbulo setentrional tamén confirma unha deriva dominante cara ao norte. O patrón de propagación das ondas do océano aberto é, por tanto, favorable ao transporte sedimentario cara ao norte, podendo ser un factor clave no comportamento morfodinámico do illote. A capacidade máxima de transporte do sedimento prodúcese cun ángulo de incidencia da onda de aproximadamente 45°, diminuíndo con ángulos maiores ou menores (Petersen et al., 2008a; Zenkovich, 1967). A posición modal do lóbulo setentrional sitúase entre 4° e 26° L, polo que o ángulo de aproximación da onda para ter a máxima capacidade de transporte debe ser entre 40° e 19° O para o flanco occidental, e entre 49° e 71° L para o flanco oriental. Debido aos fenómenos de difracción das ondas que entran na ría, estes son os ángulos máis frecuentes cos que a ondada se aproxima ao Areoso (Blanco-Chao et al., 2020).

A rotación cíclica e a transferencia de sedimentos entre os flancos do lóbulo setentrional son o resultado do equilibrio dinámico entre o transporte e a deposición de sedimentos, nun sector onde a achega de sedimentos está restrinxida aos aportes bioxénicos.

A partir dunha posición de 4° L, o ángulo de aproximación das ondas do SO respecto ao flanco occidental é próximo aos 45° (Figura 51), cunha capacidade máxima de transporte, provocando a transferencia de sedimento cara o extremo do lóbulo e cara o flanco oriental. A medida que comeza a rotación cara ao leste, o ángulo das ondas SO aumenta, e a velocidade de transporte redúcese no flanco occidental. Mentres tanto, o ángulo de incidencia das ondas S-SE respecto do flanco oriental redúcese ata alcanzar os 45° cando o lóbulo está orientado a 26° L. Ao acadar o ángulo de máximo transporte, comeza a rotación cara o oeste. Esta é a situación observada cos MDEs obtidos en xullo de 2015 e outubro de 2016 (Figura 42b), cando se rexistrou a acumulación de preto de 4000 m^3 de sedimento no extremo do lóbulo setentrional.

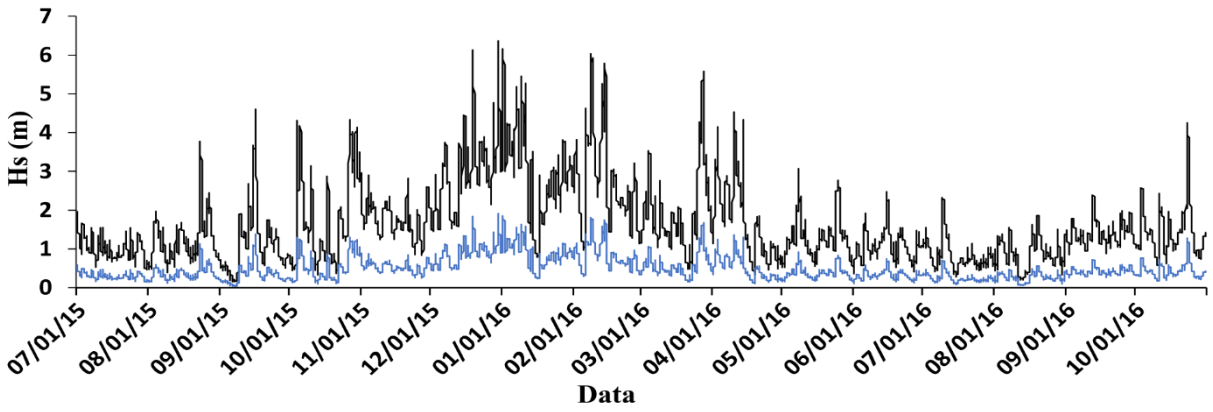


Figura 50: Altura de onda entre xullo de 2015 e outubro de 2016. En negro, datos de SIMAR-3011012. En azul, as ondas tras aplicar unha redución do 70% segundo os modelos SWAN. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

Durante este período, a altura das ondas na entrada da ría (SIMAR-3011012) alcanzou un máximo Hs de 6,3 m, que tras aplicar o factor de redución do 70% derivado do modelo de propagación SWAN, estima unha altura máxima de onda en Areoso de 1,9 m (Figura 50). A análise das series de datos de vento e ondada non permitiu identificar variacións significativas, particularmente no período no que se produciu a rotación extrema da frecha cara o oeste (1984-1989). Ao non identificarse cambios na dinámica natural, o desencadeante debe estar relacionado cun factor ou proceso diferente. As ondas propáganse no interior da ría e chegan ao illote dende o SO tras unha forte difracción, independentemente da súa dirección en mar aberto. Este efecto é máis intenso coas ondas máis frecuentes do NO, que representan máis do 70 % do total en augas abertas. Mesmo coa redución da enerxía das ondas que mostran os modelos de propagación, este é o réxime de ondas común dentro da ría. A ondada do oeste vese menos afectadas pola difracción, pero é moito menos frecuentes (14 %).

Ata unha data anterior a 1980, a frecha sedimentaria de Areoso atopábase en equilibrio entre as ondas do océano aberto que se propagaban dentro da ría e as ondas do vento local. Por tanto, o alongamento da frecha posterior a 1956 e a posición extrema entre 1984 e 1989 deben estar relacionadas cun cambio no patrón común da ondada que afecta ao illote. Dado que non se detectaron cambios significativos réximes de ondas e ventos en augas abertas, a anomalía debe estar relacionada coa ondada de vento local.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

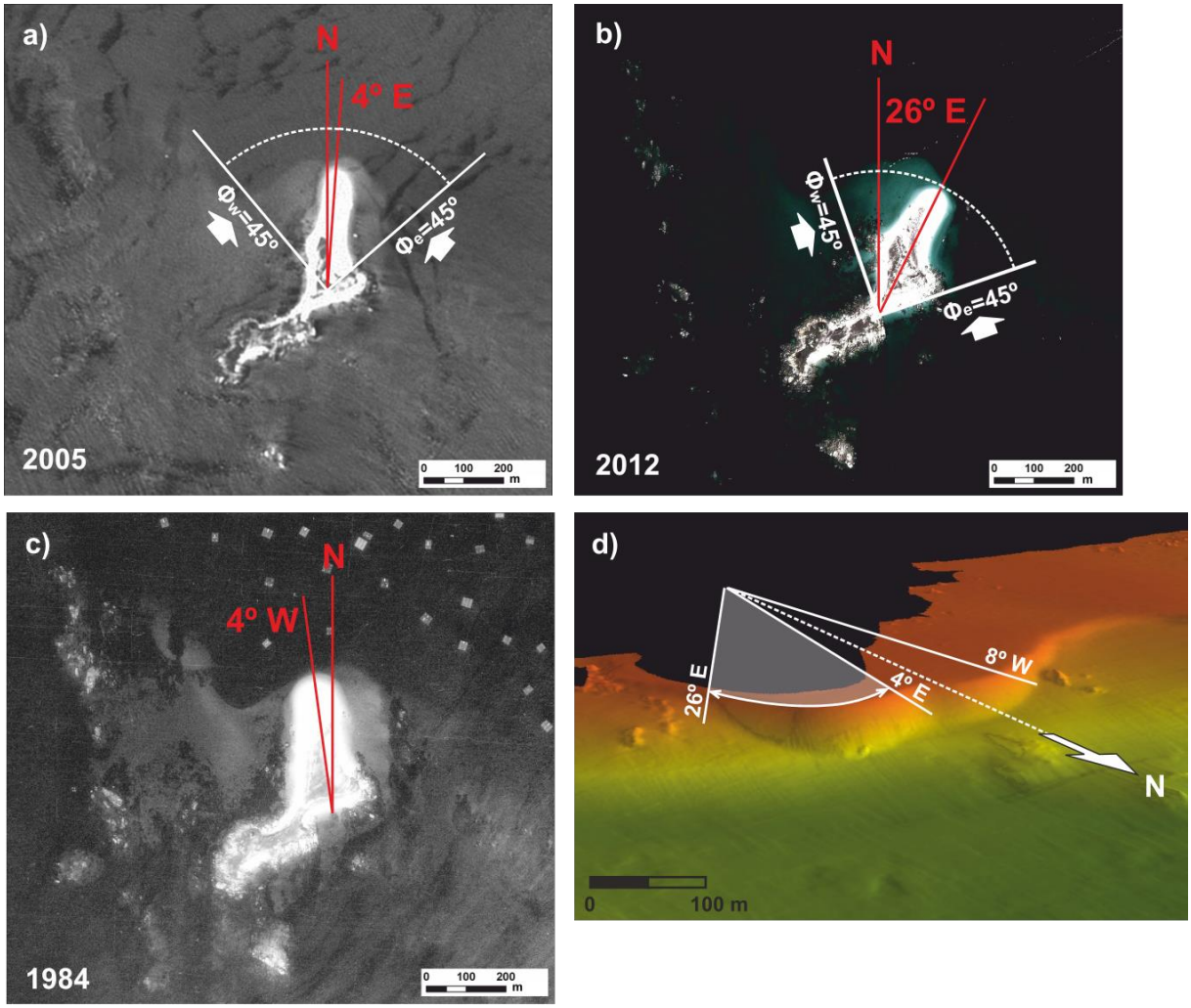


Figura 51: Posición do lóbulo en 4° L (a) e 26° L (b). As liñas brancas representan o achegamento da ondada por ambos os flancos cun ángulo de 45° (Φw: ondada do oeste; Φe: ondas do leste). c) Posición máxima cara ao oeste lóbulo setentrional (4° O). d) Modelo 3D coa correspondencia das posicións modais e extremas cara o oeste cos lóbulos submarinos oriental e occidental. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020)

As ondas locais son sempre ondas de baixa altura, e desenvólvense nos sectores da ría con suficiente amplitude (*fetch*) (máis de 10 km) para que os ventos de compoñente norte ou nordés, xeren ondas. Estes ventos representan ata o 25 % do total na estación meteorolóxica de Vilagarcía, con velocidades que oscilan entre 18 e 29 km/h e cun máximo de ata 43 km/h, con capacidade de xeran ondas de ata 1 m de altura (Blanco-Chao et al., 2020). Esta ondada curta e de baixa altura é moi susceptible á interferencias con elementos flotantes ou situados na superficie mariña, como poden ser as bateas, as cales provocan a alteración dos fluxos e unha redución de ata o 30 % na velocidade da corrente superficial (Petersen et al., 2008b). En estruturas flotantes semellantes ás bateas, Plew et al. (2005) estimaron unha atenuación da enerxía de entre o 5 % e o 17 % para ondas de vento curtas (frecuencia entre 4 s e 7 s), sendo insignificante para ondas máis longas (frecuencia >10 s). Nunha imaxe aérea correspondente ao 23 de xuño de 2000 pódense observar ondas curtas propagándose desde o NNL no interior da ría de Arousa (Figura 52). Nesa data, as condicións de vento (~40 km/h do NNL) poderían xerar ondas entre 0,8 e 1 m de altura. Na imaxe apreciase como as ondas propáganse sen

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

interferencias fóra do polígono de bateas, mentres que no interior do polígono, as ondas experimentan unha forte difracción entre as bateas.

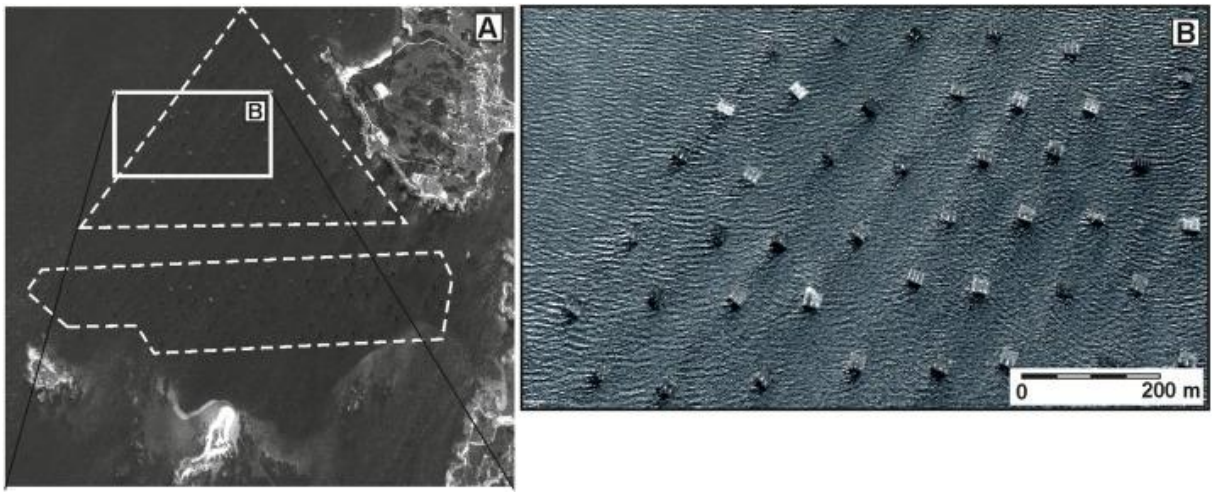


Figura 52: Propagación de ondas locais de vento no interior da ría (Imaxe de Google Earth, 23/07/2000). Segundo a base de datos de Puertos del Estado, a velocidade do vento era de ~40 km/h do NNL (entre 11° e 20°) e as ondas de mar aberto achegábanse do norleste (320°) con Hs de 2-2,5 m. a) Vista xeral do polígono de bateas (liña de puntos), situado ao norte de Areoso. b) Detalle do límite do polígono, diferenciando entre a ondada fóra do polígono e a elevada difracción causada polas bateas. Fonte: Blanco-Chao et al. (2020).

Ao norte de Areoso sitúase un polígono (Cambados C) composto por 260 bateas, distribuídas nos seus 6 km^2 de superficie, cunha separación de 100 m entre cada unha. As bateas son estruturas cadradas duns 22 × 22 m, cun máximo de 500 liñas (cordas) de ata 12 m de lonxitude suspendidas baixo a auga. O polígono para o cultivo de mexillón foi creado en 1963 baixo a denominación "Villagarcía P" (*ORDEN de 5 de septiembre de 1963*) e reorganizado en 1974, coa denominación de "Cambados-F" (*ORDEN de 14 de febrero de 1974*). Aínda que xa existían algunhas batea na área desde 1958, o número aumentou rapidamente de 11 en 1963, a 213 en 1973 e 239 en 1981. O número de 239 bateas mantívose constante ata 1991, chegando ao total actual (259) en 1994. A entrada en vigor do regulamento sobre a profundidade mínima (10 m) para o cultivo de mexillón (*Decreto 406/1996, do 7 de novembro, polo que se aproba o Regulamento de viveiros de cultivos mariños nas augas de Galicia*), obrigou ao desprazamento das bateas situadas máis preto dos sectores pouco profundos (Figura 53). En 1999 reorganízase por última vez o polígono (*Orde do 12 de febreiro de 1999),* e recibe a denominación actual "Cambados-C".

O polígono ten planta triangular e, segundo a numeración coa que se identifican as bateas, a instalación probablemente comezou polo vértice norte do polígono, para logo continuar ocupando toda a área dispoñible ata chegar ao límite sur. A progresiva expansión cara o sur implicou que a atenuación das ondas locais de compoñente norte fose progresiva, e non provocase un efecto brusco. A colocación das bateas entre finais dos anos 60 e mediados dos 70 do século pasado (Figura 43), causou a redución a incidencia da ondada do norte no illote, reforzando así o papel das ondas propagadas desde augas abertas. Isto levou a que a frecha sedimentaria entrase nunha fase de desequilibrio, aumentando a súa lonxitude cara ao norte e virando cara ao oeste ata a posición máxima de 8° O, formando o novo lóbulo submarino occidental (Sub-2). A creación da nova clinoforma, supuxo a retirada de (~9000 m^3) de sedimento da zona de acción da ondada no flanco occidental e que, desde 1984, permanece secuestrado en Sub-2 (Blanco-Chao et al., 2020).

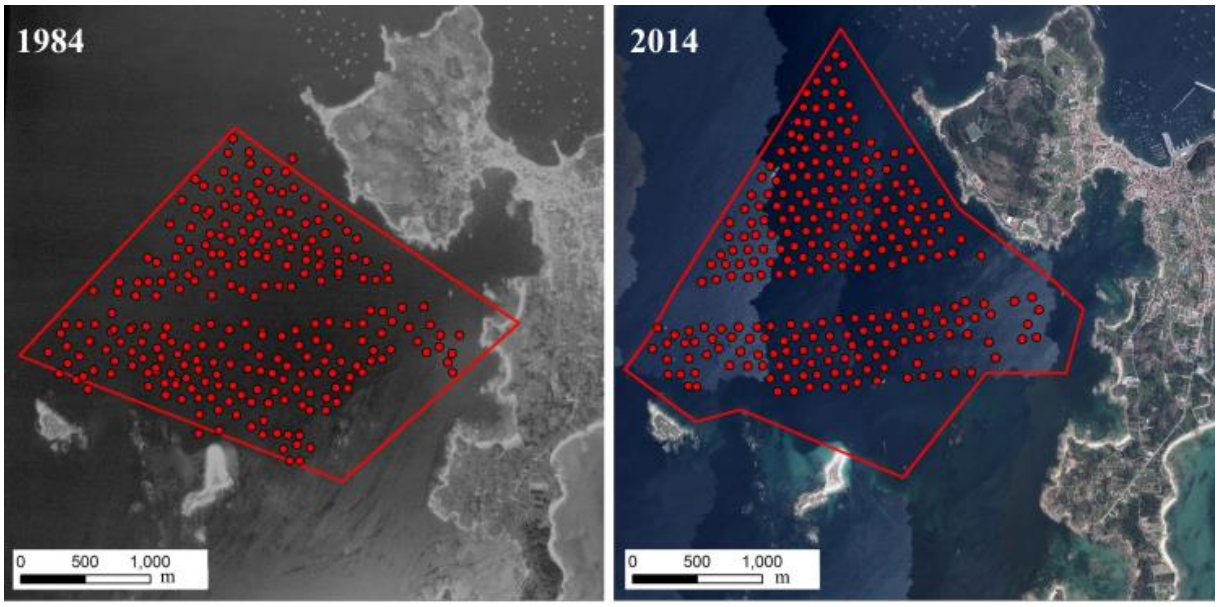


Figura 53: Comparación da superficie do polígono e a disposición das bateas entre 1984 e 2014.

A configuración de Areoso como relevo submarino illado, rodeado de escarpas e desconectado sedimentaríamete da illa de Arousa impide a chegada de novos sedimento, sendo o único aporte o do material bioxénico que se incorpora. A elevada produtividade biolóxica do sector, pode relacionarse co elevado contido en bioclastos carbonatados. Desta forma, Areoso é un sistema sedimentario practicamente illado, cuxa fonte de material é a erosión dos depósitos edafo-sedimentarios Holocenos do illote (Cajade-Pascual et al., 2019a, 2022, 2023) e os aportes bioxénicos. A análise das testemuñas submarinas (Core-I e Core-B-I) evidenciou unha composición relativamente homoxénea e similar ao material da praia actual, o que se pode relacionar cunha estabilidade no subministro de material bioxénico dende, polo menos, o momento da formación do lóbulo submarino occidental (1980-1984). O déficit sedimentario xerado trala formación de Sub-2, favoreceu o un rebaixe progresivo da praia occidental. Desde o ano 2000, a rotura da duna que conecta os sectores norte e sur cambiou a dinámica da frecha sedimentaria, pasando a operar a través de dous mecanismos: o retroceso da metade sur do flanco occidental e a rotación do lóbulo setentrional (Figura 54).

Cando se comparan as taxas de retroceso do flanco occidental e a orientación do lóbulo, parece existir unha correlación, pois a erosión aumenta cando a rotación é cara o leste, e redúcense cando o movemento é cara ao oeste (Figura 43). Esta relación é coherente coa dinámica sedimentaria, debido a que a velocidade de transporte no flanco occidental debe aumentar a medida que o ángulo de aproximación das ondas achégase a 45°. Con todo, o número de imaxes aéreas con resolución suficiente para calcular as taxas de erosión é limitado. Desde 2020, reactivouse a rotación do lóbulo cara o oeste. Ademais, a dinámica erosiva tamén mudou, dando comezo a unha fase de estabilización e lixeiro avance.

A complexa morfodinámica de Areoso ten a súa base na propia configuración do illote, conformado por dous sectores diferenciados, o sur é un afloramento rochoso cuberto por un manto eólico, mentres o sector norte é unha frecha sedimentaria tipo *trailing spit* ou *comet tail*, que se caracterizan polo seu dinamismo (Bird, 2008; Blanco-Chao et al., 2018, 2020; Trenhaile, 1997). As elevadas taxas erosivas rexistradas a comezos do século XXI difiren da tendencia á estabilización ou ao avance rexistrados en sistemas praia-duna da xeografía

USC DE COMPOSTELA

galega (Blanco-Chao & Gómez-Rey, 2018; Gómez-Rey & Blanco-Chao, 2019; González-Villanueva et al., 2022, 2023), e con taxas de erosión moi superiores aos que presentan dinámicas regresivas coma Cíes (Gómez-Pazo, 2022; Gómez-Pazo et al., 2019) ou o flanco oriental da illa de Arousa (Cajade-Pascual et al., 2021a). A pesar da súa proximidade, o comportamento morfodinámico da illa de Arousa é do Areoso son nitidamente diferentes, pois mentres o flanco occidental do illote retrocedía, os sistemas praia-duna do flanco occidental da illa de Arousa mostrábanse estables e incluso presentaban lixeiros avances. Esta dicotomía apunta a que as causas destas dinámicas están suxeitas a factores locais e non a cambios nas dinámicas naturais a escala rexional.

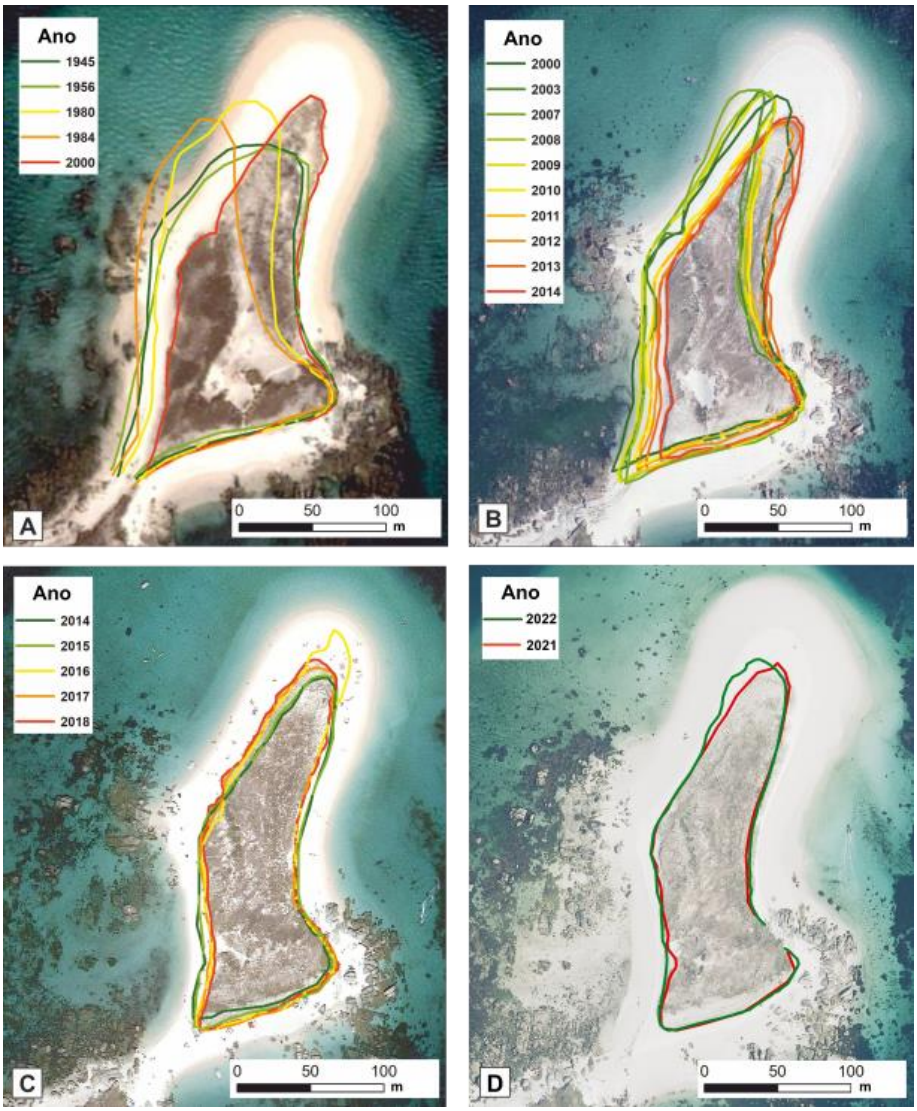


Figura 54: Rotación da frecha sedimentaria. a) 1945 e 2000. b) Rotación entre 2000 e 2014, con retroceso do flanco occidental. c) Variacións entre 2014-2018, retraso do mecanismo de rotación e redución das taxas erosivas. d) Reactivación da rotación e leve progradación dunar entre 2020 e 2022. Modificado de Blanco-Chao et al. (2020).

En Areoso, o fráxil equilibrio morfodinámico entre a ondada do norte e a do sur, veuse alterado coa instalación do polígono de bateas situado ao norte do illote. A perda de enerxía das ondas de vento locais de compoñente N-NL descompensou o sistema, provocando

elevadas taxas erosivas que ameazaban a destrución das estruturas megalíticas e incluso a desaparición da frecha sedimentaria. Nos últimos anos estase a observar unha estabilización da fronte dunar á vez que se reactivou a rotación do lóbulo cara o oeste. O impacto da actividade antrópica na dinámica costeira pode relacionarse tanto con aumentos das taxas de sedimentación (Lorenzo et al., 2007; Méndez Martínez et al., 2011; Syvitski et al., 2022), como incremento das dinámicas erosivas (Alejo et al. 2005; Alonso et al., 2000; Delgado et al., 2002; Lorenzo et al., 2007; Syvitski et al., 2022). Resulta paradóxico como en numerosos estudos (*e.g.* Abanades et al., 2014, 2018; Bergillos et al., 2018; Mendoza et al., 2014; Rodríguez-Delgado et al., 2019) téñense valorado a instalación de estruturas flotantes como solución para a mitigación da erosión costeira, namentres a colocacións das bateas foi o causante da desestabilización do sector norte de Areoso.

2.6 CONCLUSIÓNS

Os sistemas sedimentarios costeiros caracterízanse polo seu elevado dinamismo e vulnerabilidade, polo que a súa caracterización e análise morfodinámico resultan aspectos esenciais para a súa correcta xestión e planificación. A pesar da súa proximidade xeográfica, a illa de Arousa e o illote Areoso presentan configuracións costeiras e comportamentos morfodinámicos moi diferenciados, polo que son os factores e condicionantes locais os elementos chave para definilos. Esta realidade pon de manifesto a utilidade dos estudos de detalle a escala local, que permiten unha correcta interpretación da dinámica costeira de sectores concretos e súa comparación coas tendencias rexionais ou globais.

A caracterización costeira da illa de Arousa sinalou a diferente configuración morfolóxica dos seus flancos e o incremento da liña de costa artificializada. A análise de catro sectores evidenciou unha dinámica erosiva no sector NO da illa, mentres que o resto do litoral mantense dinamicamente estable. Pola contra, a configuración do illote Areoso caracterizase pola elevada mobilidade da fecha sedimentaria, namentres o sector sur presenta unha magnitude de cambio moi inferior. A creación do polígono de bateas ao norte do illote supuxo unha desestabilización do sistema, e a erosión do flanco occidental, con retrocesos medios anuais de ata 6 metros, nun illote que apenas supera os 200 m de ancho nalgúns sectores. Nos últimos anos, estase a apreciar unha estabilización do sistema, pero con erosión activa nalgúns tramos.

Este estudo revela que as bateas poden causar efectos inesperados nos sistemas costeiros, os cales dependen en gran medida da dispoñibilidade de sedimentos e dos factores dinámicos. Os efectos do cambio no réxime das ondas poden durar décadas, forzando a alteración do comportamento morfodinámico e producindo importantes retrocesos. O uso de series longas de imaxes aéreas permitiu recoñecer a rotación e identificar a causa da erosión. Con todo, é preciso continuar co monitorio de ambos sectores de estudo, co fin de confirmar tendencias ou albiscar alteracións, que permitan vencellar o efecto dos cambios nas dinámicas naturais e/ou o impacto da actividades antrópica sobre os sistemas sedimentarios costeiros.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

CAPÍTULO III

RECONSTRUCIÓN PALEOAMBIENTAL

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

3.1 INTRODUCIÓN

O interese polo estudo dos cambios ambientais acontecidos no pasado aumentou exponencialmente nas últimas décadas, tanto no eido científico coma no groso da sociedade, derivado dunha maior preocupación por fenómenos como o cambio climático, a subida do nivel do mar ou a degradación ecolóxica dos sistemas naturais, denominado dende unha perspectiva holística coma *Cambio Global*. A través das investigacións realizadas, tense demostrado como ao largo da historia da Terra, as condicións climáticas e ambientais teñen mudado notablemente (Gibbard & West, 2000; Zachos et al., 2001). O coñecemento dos paleoambientes é unha condición *sine qua non* para comprender a evolución dos sistemas naturais, entendendo paleoambiente como o conxunto de condicións bióticas e abióticas dominantes nun determinado territorio en tempos pretéritos (Martínez-Cortizas, 2000). Existen numerosas fontes de información para levar a cabo estudos paleoclimáticos e paleoambientais: pole, diatomeas, fósiles, sedimentos, xeo glaciar, restos arqueolóxicos, espeleotemas, etc., cuxa interpretación permite explicar os cambios acontecidos no pasado, a diferentes escalas cronolóxicas e espaciais (Harrison & Sánchez Goñi, 2010; Sánchez Goñi, 2020). Aínda que existen tendencias globais, a complexidade do funcionamento dos sistemas naturais dificulta a correlación entre os cambios detectados en sectores e ambientes moi distantes, polo que se tende a apostar por estudos de carácter rexional e local, a pesares de que este enfoque pode presentar tanto oportunidades coma desafíos (Gibbard & West, 2000; González-Sampériz et al., 2020; Hegerl & Zwiers, 2011). Neste senso, a posición xeográfica da Península Ibérica convértea nunha excepcional área de estudo para coñecer os cambios climáticos tanto no contexto do Atlántico norte como da rexión mediterránea (Cacho et al., 2010; Moreno et al, 2012a; Rodrigues et al., 2017). A pesares da súa complexidade, a investigación paleoambiental debe aspirar á reconstruír a maior cantidade de factores e parámetros posibles, obtendo unha integración razoable dos mesmos, polo que se debe apostar por un enfoque multi e interdisciplinar (Doyle et al., 2015; García-Moreiras, 2017; Martínez-Cortizas, 2000; Martínez Cortizas et al., 2009; Shennam, 2015) onde interactúen as diferentes disciplinas das ciencias da terra, pero tamén das ciencias sociais e as humanidades. No caso dos sectores costeiros, a súa morfoloxía actual é resultado da combinación das dinámicas recentes, do cambio das condicións climáticas e do nivel do mar e o marco xeomorfolóxico herdado (Costa-Casais, 2001; Costa-Casais et al., 1996a; Costas et al., 2009), do que non se pode excluír os posibles efectos causados pola actividade antrópica. No estudo da evolución dos sectores costeiros durante o Cuaternario, os cambios do nivel do mar son un factor determinante, polo que resulta esencial comprender ás súas variacións en relación ás superficies continentais (Benjamin et al., 2017; Lamb et al., 2006). A reconstrución paleoambiental de sistemas costeiros é unha ferramenta de elevado interese, pois permite unha mellor interpretación da evolución dos ecosistemas e medios costeiros fronte as actuais condicións de subida do nivel do mar.

Neste capítulo abórdase a reconstrución paleoambiental do illote Areoso e do sector oriental da illa de Arousa dende o Holoceno Medio. As sinais paleoambientais foron obtidas

USC DE COMPOSTELA

mediante o estudo de sete secuencias edafo-sedimentarias, das cales seis localízanse en Areoso. Os resultados obtidos serán discutidos con outros derivados de estudos realizados no NO peninsular, mellorando así o modelo evolutivo dos sectores costeiros durante a última fase da transgresión holocena, cuxa interpretación e cronoloxía aínda non se teñen establecido con precisión.

3.1.1 OS ESTUDOS PALEOCLIMÁTICOS: DAS TEORÍAS ORBITAIS Á XEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Os cambios ambientais poden ser consecuencia de diferentes procesos (internos e externos), case sempre relacionados con variacións no clima. Xa dende a Grecia clásica se presupoñía que as condicións climáticas non sempre foron as mesmas, non obstante, non sería ata o século XIX cando xorden as primeiras teorías sobre os cambios no clima da Terra e a existencia de glaciacións (Fragoso et al., 2022; Paillard, 2015; Palacios et al., 2022). O estudos das formas glaciares nos Alpes levaron a Venetz (1833) e a Agassiz (1840) á conclusión de que a extensión do xeo, nun pasado recente, fora superior á actual. Coetaneamente, Adhémar (1842) suxeriu que os períodos fríos poderían terse debido a factores astronómicos, que causaron unha diminución da radiación solar; idea ampliada posteriormente por Croll (1867). A comezos do século XX, Milanković (1920, 1941) postulou que unha serie de oscilacións (excentricidade, oblicuidade e precesión) na xeometría orbital terrestre (Figura 55) influían na cantidade de radiación solar recibida polo planeta. Este proceso, denominado forzamento orbital, desencadeaba o comezo ou a fin dunha idade glaciar. Estes tres factores cíclicos, tamén coñecidos como *Ciclos de Milankovitch*, eran modelos matemáticos, que non serían comprobados ata varias décadas despois, cando Hays et al. (1976) empregaron series climáticas de longo prazo, obtidas da interpretación de series sedimentarias mariñas, para constatar como as variacións climáticas gardaban relación coas variacións da órbita terrestre. A ciclicidade das variacións orbitais pódense aplicar a rexistros climáticos dos últimos 5 millóns de anos, permitindo comparar rexistros mariños e continentais ou os efectos do forzamento climático en latitudes diferentes, pois non son homoxéneos sobre todo o planeta.

Durante décadas os Ciclos de Milankovitch foron o modelo explicativo para definir a ciclicidade das glaciacións cuaternarias. As variacións na órbita terrestre producían un descenso dos *inputs* enerxéticos solares, aumentando a superficie cuberta por neve e xeo, que á súa vez, supón o aumento do albedo e o descenso do nivel do mar (Aranbarri, 2016). Este proceso de retroalimentación positiva favorecía a persistencia das condicións glaciares durante longos períodos de tempo, ata que os ciclos orbitais supuxeran un aumento da cantidade de radiación recibida, producindo o efecto de retroalimentación inverso e desencadeando o comezo dunha etapa interglaciar. Segundo Palacios et al. (2022) os efectos climáticos e oceánicos no hemisferio norte derivados dos ciclos orbitais produciron o crecemento das capas de xeo durante as glaciacións, cunha duración media de 100 000 anos durante os últimos dez períodos fríos. Cando estas capas de xeo acadaban un máximo crítico, unha serie de complexos procesos inversos producían un rápido retroceso das mesmas, dando paso a períodos máis cálidos, cunha duración media de entre 15 000 e 10 000 anos. Para Maslin (2016) as variacións na órbita terrestre, por si soas, non son as causantes do ciclo glaciar, senón que impulsan cambios nos mecanismos de retroalimentación causantes do comezo ou da fin das idades de xeo. Pola contra, outros autores sinalan que a forma precisa na

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

que os parámetros astronómicos inflúen nos ciclos glaciares aínda non é de todo clara (Doughty et al., 2021; Leloup & Paillard, 2022; Paillard, 2015; Tzedakis et al., 2017).

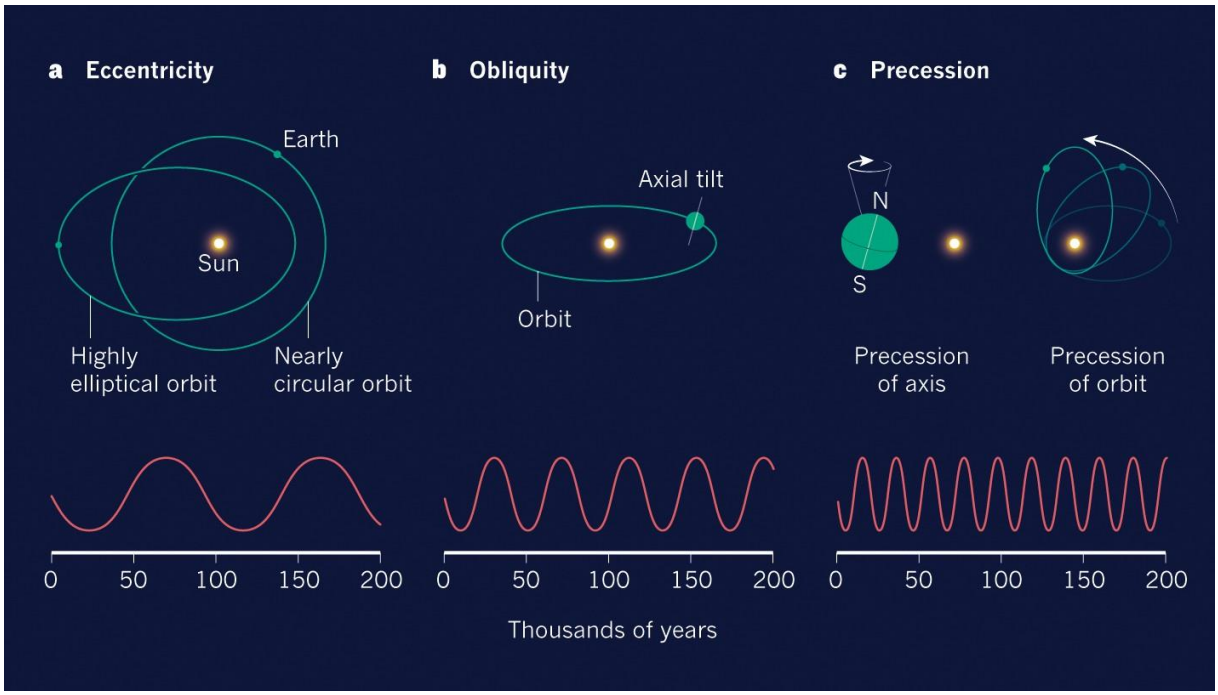


Figura 55: As variacións orbitais de Milankovitch denomínanse excentricidade, oblicuidade e precesión. a) A excentricidade describe a forma da órbita terrestre arredor do Sol, que pasa de ser case circular a ser elipsoidal, cunha ciclicidade de 96 000 anos. b) A oblicuidade fai referencia á inclinación do eixo de rotación con respecto ao seu plano orbital, que oscila cada 41 000 anos. c) denomínase precesión á rotación do eixo e da traxectoria orbital terrestre. Os efectos combinados de ambas rotacións producen ciclos de aproximadamente 21 000 anos de duración. Fonte: Maslin (2016).

Pero non todas as hipóteses sobre os cambios climáticos derivaban directamente de teorías astronómicas. Ebelmen (1845) foi o primeiro en suxerir que a cantidade de CO_2 e O_2 na atmosfera terrestre non foi constante, e que estas variacións poderían ter repercusións sobre o clima global, premisa ratificada cinco décadas máis tarde polas investigacións de Arrhenius (1896) e Chamberlin (1897). A comezos do século XX, os datos paleoclimáticos eran escasos e difíciles de interpretar. Os avances en xeoloxía (Teoría da deriva continental de Wegener [1912]), meteoroloxía e oceanografía de comezos de século, xunto coa obtención de rexistros mariños continuos (*e.g.* Arrhenius, 1952), permitiron mellorar a interpretación dos datos obtidos (Paillard, 2015). Non sería ata mediados de século cando o desenvolvemento da xeoquímica isotópica revolucionou os estudos paleoclimáticos. Cesare Emiliani (1955, 1966) empregou a abundancia de diferentes isótopos de osíxeno, presentes en foraminíferos fósiles do sedimento mariño, para estimar a temperatura superficial do océano no momento da súa formación, identificando así a sucesión de ciclos xeo-desxeo. Contrariamente a Emiliani, Shackleton (1987) sinalou que esta relación isotópica do osíxeno reflicte principalmente as variacións no volume de auga oceánica, e non tanto a súa temperatura. Os isótopos de osíxeno obtidos en sedimentos mariños datados por diferentes métodos (^{14}C, paleomagnetismo, series de Uranio, etc.), representan un excelente *proxy* climático, pois os rexistros estratigráficos continentais soen ser descontinuos, mentres que nos fondos oceánicos son esencialmente continuos (Bowen, 1984; Costa-Casais, 2001; Zachos et al., 2001). A relación $\delta^{18}O$ ($^{18}O/^{16}O$) é unha das variables máis utilizadas. En condicións de arrefriado, a cociente $^{18}O/^{16}O$ aumenta

en sedimentos mariños e diminúe no xeo polar. Isto é debido a que os isótopos pesados precipitan en latitudes máis baixas con respecto a períodos máis cálidos, o que provoca que a auga precipitada en latitudes polares sexa máis pobre en ^{18}O. Pola contra, os sedimentos mariños enriquécense en ^{18}O durante períodos fríos, o que indica a expansión dos xeos polares (Aranbarri, 2016; Deplazes et al., 2013; García-Moreiras, 2017). Os rexistros isotópicos obtidos no xeo e nos sedimentos mariños sinalan unha alternancia entre períodos de acumulación e redución das capas de xeo continentais no hemisferio norte, correspondentes cos ciclos glaciares e interglaciares (Leloup & Paillard, 2022; Martínez-Pillado, 2018). Ademais, estas variacións non son lineais, senón que dentro de cada ciclo prodúcense variacións climáticas significativas, incluíndo cambios abruptos resultado de dinámicas xeotérmicas, variacións na composición da atmosfera, colapso dos mantos de xeo ou por cambios nas correntes oceánicas (Bond et al., 1997; Dansgaard et al., 1993; Mena, 2013; Petit et al., 1999).

3.1.2 O PERÍODO CUATERNARIO

O Cuaternario é o derradeiro dos períodos da escala xeolóxica, e segundo a Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS, *International Commission on Stratigraphy*) abrangue os últimos 2,58 millóns de anos (Cohen et al., 2022). Non obstante o seu status e duración estivo en debate ata fai unha década, pois ata entón considerábase que a súa duración limitábase aos últimos 1,8 millóns de anos. As orixes do concepto de Cuaternario remóntanse a mediados do século XVIII, cando Giovanni Arduino (1760) propuxo a división da historia xeolóxica da Terra en catro ciclos, denominando ao máis recente como "*Quattro ordini"* (Cuarta orde). Esta concepción sería retomada posteriormente por Desnoyers (1829), sendo o primeiro en utilizar o termo formalmente. Con todo, Gibbard et al. (2005) sinalan que para maioría dos investigadores, o termo Cuaternario foi definido e empregado cun enfoque cronoestatigráfico primeiramente por von Morlot (1854).

Segundo Silva et al. (2017) tres grandes características definen o Cuaternario como período xeolóxico: a presenza de homínidos que fabricaban útiles líticos, unha xeomorfoloxía diferente aos períodos xeolóxicos anteriores e, especialmente, por un deterioro climático con alternancia de períodos fríos (glaciacións) e cálidos (interglaciais). Ao longo do Cuaternario predominaron as condicións glaciares, especialmente nos últimos 800 000 anos, debido ao aumento da duración das condicións frías, que deixaron os seus vestixios nas formas e nas paisaxes que contemplamos na actualidade (Hughes et al., 2022b). As glaciacións teñen unha duración aproximada de entre 40 000 e 100 000 anos, e caracterízanse por temperaturas medias de ata 12 ºC por debaixo das actuais, ocasionando a expansión dos xeos e o descenso do nivel do mar. Nas latitudes medias e altas fórmanse amplos *inlandsis* e consolídase a presencia de fenómenos periglaciais en latitudes e cotas inferiores ás actuais. O inicio dos períodos glaciares é un proceso lento onde toman parte unha serie de cambios a nivel global, como a redución da insolación nas etapas estivais do hemisferio norte ou variacións na concentración de gases de efecto invernadoiro na atmosfera. Mentres que o final dos períodos glaciares (comezo dun interglaciar) prodúcense cambios de forma moito máis acelerada (Muller & McDonald, 1997; Petit et al., 1999).

Os períodos interglaciais teñen unha duración inferior aos ciclos fríos, cunha media de entre 10 000 e 30 000 anos. O *Past Interglacials Working Group of PAGES* (*Past Global Changes*) (2016), formado por científicos de todo o mundo, estableceu que un criterio obxectivo para a delimitar un período interglaciar é a ausencia de masas de xeos significativas

no hemisferio norte, a excepción de Groenlandia. Esta redución da extensión dos xeos, tamén suporía un aumento do nivel do mar, polo que tamén se experimenta unha etapa interglaciar cando o nivel medio do mar global fose superior aos -20 m sobre o actual (Tzedakis et al., 2017). As condicións climáticas durante os períodos glaciares non son constantes, as fases máis atemperadas reciben o nome de interestadiais, e as máis frías denomínanse estadiais. Pero tampouco as condicións de precipitación, humidade e seca serían as mesmas para todo o período. As fases pluviais e interpluviais sucederíanse segundo a latitude e altitude (Costa-Casais, 2001).

3.1.3.1 A complexa secuenciación do período Cuaternario

A pesares de ser o período xeolóxico máis curto, o Cuaternario é sumamente complexo, e para súa subdivisión empréganse criterios cronoestratigráficos, xeocronolóxicos e bioestratigráficos (Silva et al., 2017). O rexistro sedimentario cuaternario permite diferenciar os cambios climáticos acontecidos cunha importante resolución, o que levou a empregar o clima como a base das secuencias estratigráficas. Este enfoque climatoestatigráfico supuxo a adopción xeneralizada da subdivisión en etapas glaciares, interglaciares, estadiais e interestadiais como estándar (Gibbard & West, 2000). Ata mediados do século XX, os depósitos glaciares de Europa central (*e.g.* Penck & Brückner, 1909) e América do norte (*e.g.* Chamberlin, 1895) foron empregados para definir as diferentes etapas glaciares e interglaciares. Van der Vlerk (1959) propuxo usar secuencias locais, coa súa respectiva nomenclatura, para crear unha o máis completa posible, e logo correlacionar as secuencias a nivel global, mediante eventos marcadores.

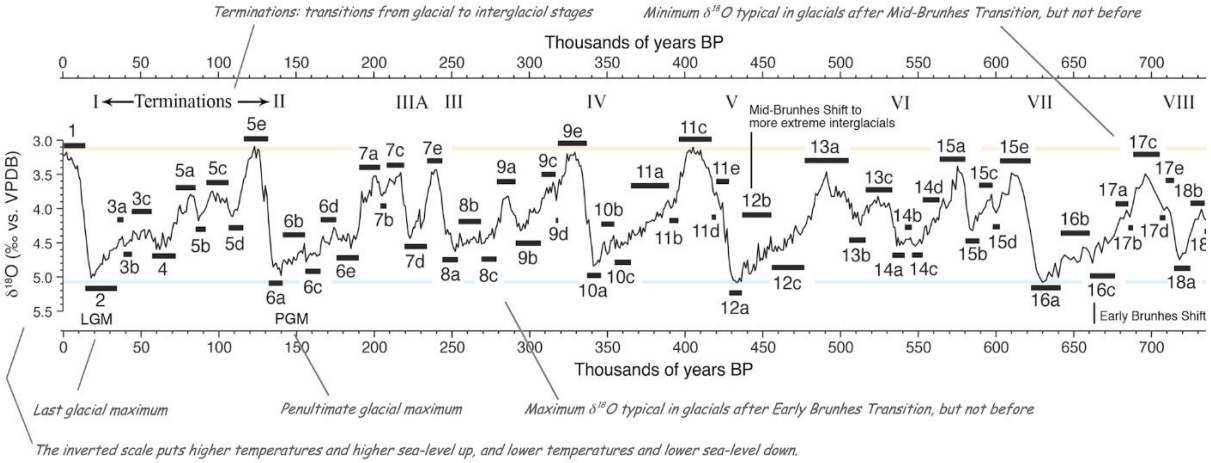


Figura 56: Proposta de división dos Estadios Isotópicos Mariños (MIS) de Railsback et al. (2015).

A partir de mediados do século XX, a comunidade científica desenvolveu unha variedade de sistemas para identificar os eventos glacioclimáticos (Railsback et al., 2015). Un dos máis amplamente empregados ten a súa orixe a partires do estudo das relacións isotópicas do osíxeno. Emiliani (1955), baseándose no sistema de etapas de Arrhenius (1952), enumerou cronoloxicamente as principais oscilacións paleoclimáticas en diferentes estadios, reservando os números impares para as etapas cálidas namentres os pares referencian etapas frías, sentando as bases do que hoxe coñecemos como Estadios Isotópicos Mariños (MIS, *Marine Isotopic Stage*), sendo o MIS-1 o Holoceno. Débese sinalar a excepción do MIS 3,

considerado nun primeiro momento como un etapa interglaciar en vez de interestadial, pero que conservou a súa nomenclatura. Esta terminoloxía tende a substituír na actualidade ás anteriores nomenclaturas que se baseaban en características climatoestatigráficas, que variaban a escala rexional (Silva et al., 2017). Posteriormente, segundo os avances científicos permitiron levar a cabo estudos máis complexos, os diferentes MIS fóronse subdividindo (Shackleton, 1969) e acoutando cronoloxicamente (Figura 56) de forma máis precisa (*e.g.* Lisiecki & Raymo, 2005; Railsback et al., 2015; Shackleton et al., 1995).

A dificultade para a secuenciación do Cuaternario era tal, que inclusive o establecemento do seu comezo foi motivo de debate durante décadas. Dende finais de 1940 existe un consenso científico de que o inicio deste período debe estar relacionado de forma directa coa primeira evidencia significativa dun deterioro climático capaz de desencadear unha glaciación (Silva et al., 2017). Baixo esta premisa, a Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) situou o comezo do Cuaternario no estratotipo (*Global Boundary Stratotype Section and Point* [GSSP]) de Vrica (Italia). Os GSSP son marcadores ratificados pola IUGS para definir as bases das unidades cronoestatigráficas. Poden estar situados en secuencias sedimentarias, de rochas ou de xeo (Remane et al., 1996). O GSSP de Vrica foi definido por Aguirre y Passini (1985) e datado en 1,8 Ma, que reflexa a presenza das primeiras faunas mariñas frías no mar Mediterráneo. Porén, esta decisión contou co rexeitamento dunha parte significativa da comunidade científica (Bowen & Gibbard, 2007; Gibbard & Cohen, 2008), que era partidaria de retrasar o seu comezo. As novas investigacións confirmaron que existiron procesos de arrefriamento global con anterioridade aos últimos 2,4 Ma (Raymo et al., 1989; Rio et al., 1994).

Táboa 6: División cronoestatigráfica do Cuaternario definida pola ICS. Modificado de Cohen at al. (2022).

Período	Época	Subépoca	Idade[1]	Inicio de cada idade (Ma BP)
Cuaternario	Holoceno	Superior	*Megalaiense*	0,0042
		Medio	*Norgripiense*	0,008276
		Inferior	*Groenlandense*	0,0117
	Plistoceno	Superior	*Etapa 4*	0,129
		Medio	*Chibanense*	0,774
		Inferior	*Calabrense*	1,80
			Xelasiense	2,58

Nota[1]: A nomenclatura das Idades están adaptadas ao galego, pois non existen equivalentes oficiais.

No ano 2009 a *International Union of Geological Sciences* (IUGS) ratificou a proposta da ICS para incluír a idade Xelasiense (Rio et al., 1998), que anteriormente formaba parte do Plioceno, e retrasar a data de inicio do Cuaternario a 2,58 Ma, coincidindo co primeiro sinal do deterioro climático que define este período xeolóxico (Gibbard & Cohen, 2008; Gibbard & Head, 2009; Gibbard et al., 2010). O inicio do Cuaternario sitúase durante o MIS 103, coincidindo coa inversión paleomagnética de Gauss-Matuyama (Head et al., 2021; Ohno et al., 2012). A modificación do seu inicio, levou consigo un cambio na subdivisión do Cuaternario, pois o período Xelasiense tivo que ser incorporado ao Plistoceno, a cal abranguería dende os 2,58 Ma BP ata o comezo do Holoceno (Táboa 6). O inicio do Holoceno estableceuse en 11 700 anos antes do 2000 AD (Walker et al., 2009). O seu GSSP está situado

nun núcleo de xeo de Groenlandia (*NGRIP2 del North Greenland Ice Core Project).* Para Head & Gibbard (2015) que ningún outro estratotipo estea situado nun núcleo de xeo acentúa a necesidade de realizar estudos que permitan establecer uns límites de alta precisión para o Cuaternario. Nas últimas décadas estase a producir un aumento do establecemento de fases estratigráficas a partir de eventos de curta duración e características significantes (*e.g.* Eventos *Heinrich* ou as oscilacións de *Dansgaard-Oeschger*), os cales poden conservarse en diferentes ambientes e ser potencialmente empregados para a correlación cruzada (Gibbard & West, 2000).

3.1.3.2 O Plistoceno

O Plistoceno é a primeira das épocas xeolóxicas nas que se divide o período Cuaternario, abranguendo case a totalidade da súa duración, a excepción dos derradeiros 11 700 anos que corresponden ao Holoceno. O termo Plistoceno foi introducido formalmente por Lyell (1873). No ano 2009, o seu inicio retrasouse a 2,58 Ma, incorporando a idade Xelasiense, para que coincidise coa base do Cuaternario. No ano 2020, o comité executivo da *International Union of Geological Sciences* ratificou a división formal do Plistoceno en Inferior (2,58 - 0,774 Ma), Medio (0,774 - 0,129 Ma) e Superior (0,129 - 0,0117 Ma) (Head et al., 2021).

O Plistoceno caracterízase pola variabilidade climática derivada da alternancia entre os períodos glaciais e interglaciares. Este ciclo xeo-desxeo implica a sucesión de diferentes condicións morfoclimáticas sobre a superficie terrestre, cuxa pegada influíu, en maior ou menor medida, na formación das paisaxes actuais (Feal-Pérez, 2012). Non obstante, a duración e a amplitude dos episodios glaciares e interglaciares foron modulados, principalmente, por cambios na órbita da terrestre, que deron como resultado variacións na cantidade de insolación recibida no hemisferio norte (Maslin, 2016). As glaciacións de baixa amplitude e alta frecuencia (duración media de 41 000 anos) do Plistoceno Inferior foron substituídos gradualmente por ciclos climáticos de alta amplitude e baixa frecuencia (duración media de 100 000 anos) no Plistoceno Medio (Clark et al., 2006; Lisiecki & Raymo, 2005). O período de transición durante o cal os ciclos glaciais pasaron de 41 000 a 100 000 anos coñécese como Transición do Plistoceno Medio (TPM) ou Transición do Plistoceno Medio Temperán (TPMT) (Gibbard & Lewin, 2016; Head & Gibbard, 2015; Kim et al., 2021). Clark et al. (2006) definiron o TMP como o intervalo que abarca dende 1,25 a 0,7 Ma antes do presente, aínda que a súa cronoloxía exacta aínda está en debate (Maslin & Brierley, 2015; Rodrigues et al., 2017). A pesares de que TMP parece estar estreitamente relacionada coas variacións orbitais, Leloup & Paillard (2022) sinalan que as causas que desencadearon o cambio na duración dos ciclos glaciares aínda non foron esclarecidas. Os períodos glaciares, ao volverse máis longos, permiten que as capas de xeo poidan sobrevivir ao aumento da insolación inducida orbitalmente, facendo que o seu volume aumente considerablemente coa diminución da insolación, provocando episodios glaciares máis intensos como o Último Máximo Glaciar (LGM, *Last Glacial Maximum*), e deglaciacións moito máis abruptas, debido ao colapso das grandes capas de xeos (Maslin & Brierley, 2015).

O comezo do Plistoceno Medio sitúase en 0,774 Ma BP, coincidindo practicamente co límite de Matuyama-Brunhes, último evento de inversión do campo magnético terrestre (Head et al., 2021; Okada et al., 2017). Durante este intervalo rexístranse sete ciclos glaciares (MIS 19 a MIS 6) (Figura 56), cuxa duración oscilou entre os 80 000 e os 120 000 anos (Maslin, 2016). Estes ciclos alternaron glaciación con períodos interglaciares de duracións e intensidades diferentes. Por exemplo, o MIS 11 representa o interglaciar máis estable e cálido dos últimos 800 000 anos (Siddall et al., 2007), chegando a producirse a fusión total do

casquete Ártico, levando a un aumento do nivel do mar ata cotas de ~6 a ~20 metros superiores ás actuais (Olson & Hearty, 2009; Raymo & Mitrovica, 2012). O MIS 11 é considerado un análogo do Holoceno de cara a interpretación da evolución climática no futuro, non obstante, existen diferencias nas condicións orbitais entre ambos interglaciares, o que limita o seu paralelismo (Rohling et al, 2010). Outros interglaciares, como o MIS 7, teñen intensidades moi inferiores ao Holoceno ou ao MIS 5e. O MIS 7 ten unha duración de 50 000 anos, onde se producen dous picos interglaciares de baixa intensidade, separados por unha subetapa fría (MIS 7d) (Columbu et al., 2019). A penúltima deglaciación (MIS 6) estivo marcada por un quecemento particularmente intenso e rápido do hemisferio norte, provocando a ablación dos *inlandsis* Laurentiano e Escandinavo (Lisiecki & Stern, 2016; Sánchez Goñi et al., 2012), dando paso ao último período interglaciar antes do Holoceno.

O derradeiro ciclo interglaciar-glacial encádrase dentro do Plistoceno Superior, cuxa base debería coincidir co comezo do anterior interglaciar (MIS 5) (Shackleton et al., 2003), inicialmente situado en 129 000 BP. Non obstante, novas investigacións suxiren que o seu inicio podería retrasarse algúns milleiros de anos (Head et al., 2021; Hearty et al., 2007; Lisiecki & Stern, 2016; López-García et al., 2016), polo que a base do Plistoceno Superior, aínda non foi definida pola ICS. Este último ciclo glaciar é un período de tempo extremadamente relevante, pois as súas tendencias, transicións e respostas ecolóxicas poden ser empregadas como posibles escenarios análogos para mellorar as proxeccións dos futuros impactos do cambio climático no medio ambiente (González-Sampériz et al., 2020; Kopp et al., 2009; Rovere et al., 2016a; Sánchez Goñi et al., 2012).

- **O último Interglaciar (MIS 5e)**

O Estadio Isotópico Mariño 5 (MIS 5) correspóndese cun período de baixa extensión dos xeos globais, que durou aproximadamente entre o 130 000 e o 75 000 BP. Divídese en cinco subestadios: tres cálidos (MIS 5e, MIS5c e MIS 5a) e dous fríos (MIS 5d e MIS 5b) (López-García et al., 2016). Con todo, só se considera como período interglaciar *sensu stricto* o MIS 5e, cuxa cronoloxía sitúase entre ~130 000 e 116 000 BP (Sánchez Goñi, 2022). Este período, denominado *Eemiense* en Europa, caracterizouse por presentar unhas temperaturas lixeiramente superiores ás actuais (+2-5 ºC) (Kaspar et al., 2005; Kopp et al., 2009; Rovere et al., 2016a), cuxo óptimo climático situouse entorno ao 128 000 BP (Lisiecki & Stern, 2016; Sánchez Goñi et al., 2012, 2022). Estas condicións cálidas, levaron a unha redución das capas de xeo e un aumento do Nivel Medio do Mar Global (NMMG) (Figura 57), ata situarse en cotas superiores as actuais (~2-6 m) (Hearty et al., 2007; Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016; Rovere et al., 2016a; Shackleton et al., 2003). Na costa galega pódense atopar evidencias xeomorfolóxicas do nivel do mar acadado durante o MIS 5e. Destacan as superficies costeiras aplanadas levantadas (terrazas mariñas) interpretadas normalmente como antigas plataformas litorais e os niveis sedimentarios mariños situados por riba do nivel do mar actual (Blanco-Chao et al., 2002; Feal-Pérez, 2012). Trenhaile et al. (1999) identifican un nivel de paleopraia Eemiense sobre a plataforma litoral de Caamaño (ría de Muros e Noia), situado 3-3,5 m por riba no nivel do mar actual. Elevación semellante ás estimacións de Alonso & Pagés (2007) para o NO Peninsular (+2-3 m). Non obstante, algúns estudos (*e.g.* Dutton et al., 2015; Kopp et al., 2009) suxiren que o NMMG puido acadar cotas inclusive superiores aos 6 m por enriba das presentes. A controversia que existe sobre o nivel máximo do mar durante o MIS 5e deriva da discrepancia dos datos obtidos en campo, pois usualmente presentan amplos rangos indicativos (Rovere et al., 2016a), e das dificultades para interpretar o axuste isostático en condicións diferentes ás actuais, producindo unha sobreestimación do

NMMG durante o último interglaciar (Creveling et al., 2015). Poucos miles de anos despois do óptimo climático do MIS 5e (~128 000 BP), o xeo comezou a acumularse novamente nas latitudes altas do hemisferio norte. O aumento no volume do xeo a finais do interglaciar estivo acompañado por unha reorganización oceanográfica e cambios ecolóxicos globais, que precipitaron o comezo dunha nova glaciación (MIS 5d) (Hearty et al., 2007; Sánchez Goñi, 2022).

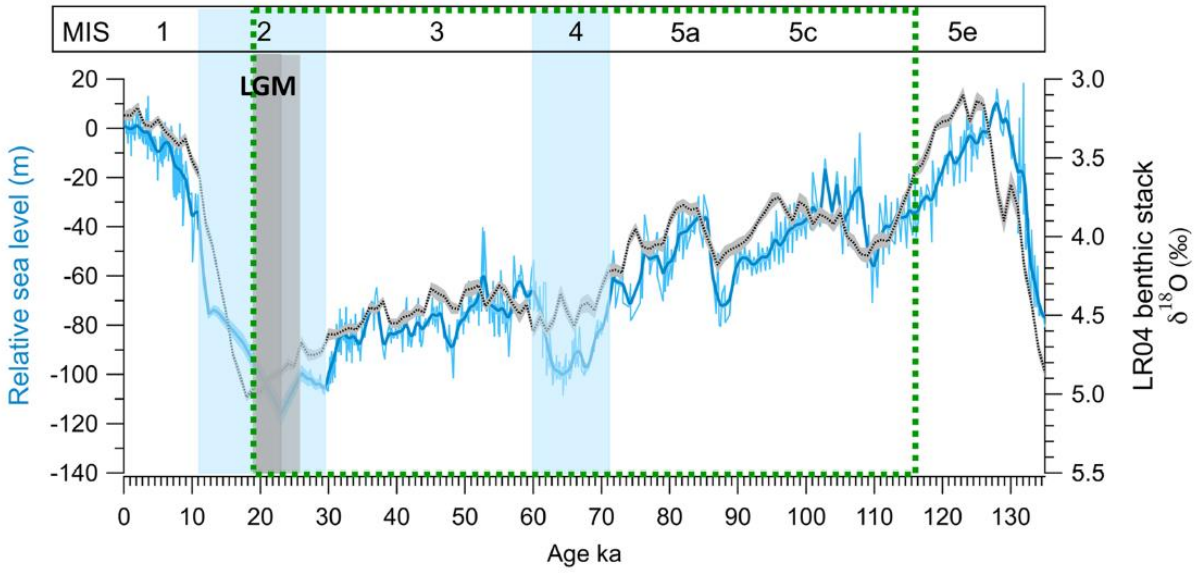


Figura 57: Variacións do NMMG durante os últimos 140 000 anos. Durante o último interglaciar (MIS 5e), o NMMG acada cotas lixeiramente superiores ás actuais (MIS 1). Entre ambos interglaciais, desenvolveuse a glaciación Würm, cuxo momento máis frío é o Ultimo Máximo Glaciar (LGM). Fonte: Vázquez Riveiros et al. (2022).

O interglaciar MIS 5e pasa por ser un dos períodos máis estudados da historia da Terra, pois as xeoformas e os depósitos configurados cun nivel do mar lixeiramente superior ao actual, son expostas en moitas costas estables arredor do mundo (Hearty et al., 2007), sendo a costa galega un excelente expoñente (Blanco-Chao et al., 2002; Costa-Casais et al., 1996a; Trenhaile et al., 1999). Ademais dunha maior facilidade para atopar rexistros en comparación con outros estadios isotópicos, o MIS 5e foi o último momento cunhas condicións ambientais comparables ao Holoceno, polo que se considera un análogo relevante para a interpretación de escenarios ambientais futuros. Neste senso, Kopp et al. (2009) sinalan que o especial interese do estudo do MIS 5e susténtase en tres razoamentos: (1) é o suficientemente recente como para que sexa posible obter algúns rexistros do nivel do mar con alta resolución temporal e moitas máis observacións con menor resolución temporal; (2) debido en gran parte á maior insolación do hemisferio norte, as temperaturas polares e globais poden ser lixeiramente máis cálidas que na actualidade; e (3) o NMMG era máis alto que o actual e as capas de xeo de Groenlandia e posiblemente tamén a da Antártida, eran significativamente menos extensas do que son na actualidade. Ademais de ser empregado para a interpretación dos escenarios futuros, o estudo do último interglaciar tamén pode ser relevante á hora de interpretar a influencia das sociedades humana nas condicións ambientais (González-Sampériz et al., 2020).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- **A última etapa glaciar (MIS 5d – MIS 2)**

O empeoramento climático ao final do último interglaciar deu paso ao período glaciar máis recente da historia do planeta, denominada en Europa como glaciación *Würm*. Este período glaciar abarca dende o MIS 5d (~116 000 BP) ata o comezo do Holoceno (11 700 BP) (Sánchez Goñi, 2022). Durante esta extensa fase glaciar, as condicións foron cambiantes, alternando períodos de frío extremo (MIS 4 e MIS 2) con outros de condicións máis benignas (MIS 5d-a e MIS 3) (González-Sampériz 2020; Oliva et al., 2019). O MIS 5d-5a (~116 000 - 71 000 BP) presenta, en xeral, unhas condicións climáticas moito máis suaves que a segunda metade da glaciación (MIS 4 ao MIS2), pero con diferencias entre as distintas etapas. Os MIS 5d e MIS 5b constitúen intervalos fríos e secos, mentres MIS 5c e MIS 5a supuxeron fases máis cálidas e húmidas, onde o NMMG se situou en cotas de entre -10 e -25 m en relación ás actuais (Dumas et al., 2006; Helmens, 2014; Tawil-Morsink et al., 2022). Non obstante, algúns estudos identifican un nivel do mar durante o MIS 5a semellante ao do MIS 5e (Alonso & Pagés, 2007; Vesica et al., 2000). Durante a fase inicial da glaciación (MIS 5d-5a), tamén denominada *PreWürm*, o sector NO da Península Ibérica mantiña unha paisaxe dominada polos bosques caducifolios termófilos (Ramil-Rego et al., 2005), que progresivamente foron retrocedendo en favor dos taxons arbustivos e herbáceos segundo se intensifican as condicións glaciares.

O MIS 4 (~71 000 - 57 000 BP) trátase dunha fase estadial, cunhas condicións extremadamente frías, onde a acumulación dos xeos provocou unha regresión mariña ata niveis 90 metros inferiores aos do presente (Doughty et al., 2021). As condicións durante este intervalo na Península Ibérica, caracterizáronse por ser frías e relativamente húmidas, mentres que a partir do 60 000 BP comezaron a ser máis áridas (Moreno et al., 2012). A flora estaba dominada por especies herbáceas, con escasa presenza masas arbóreas (Ramil-Rego et al., 2001, 2005). O MIS 3 (~57 000 - 29 000 BP) é o interestadial que divide ás dúas etapas máis frías do último ciclo glaciar. As súas condicións máis cálidas en comparación ao MIS 4 e ao MIS 2, levaron a que nun primeiro momento se considerase como un período interglaciar, de aí que manteña unha numeración impar dentro da cronoloxía de Estadios Isotópicos Mariños a pesar de ser un interestadial (Siddall et al., 2008; Vázquez Riveiros et al., 2022). A mellora climática a comezos do MIS 3 supuxo unha deglaciación dos casquetes continentais e un aumento do NMMG. A partir do ~35 000 BP, produciuse un empeoramento climático, dando lugar á transición cara o etapa máis fría dentro da última glaciación, o MIS 2 (~29 000 - 11 700 BP) (Helmens, 2014). Non obstante, o MIS 3 caracterizouse por unha elevada variabilidade climática, con numerosos eventos de cambios abruptos nas condicións ambientais (Benjamin et al., 2017; Dansgaard et al., 1993; Harrison & Sánchez Goñi, 2010; Lisiecki & Stern, 2016; Moreno et al., 2012). No noroeste peninsular tamén se rexistran unha alternancia entre fases máis frías e secas fronte a outras algo máis tépedas e húmidas (Blanco-Chao et al. 2002; Costa-Casais et al., 1996a; Pérez-Alberti et al., 1999; Trenhaile et al., 1999). No relativo á vexetación, o MIS 3 supuxo unha etapa de expansión dos bosques mesófilos e das coníferas en zonas de pouca altitude, mentres que as condicións máis húmidas nas área próximas á costa favoreceu o desenvolvemento de ambientes hidromorfos (Ramil-Rego et al., 2001).

Os eventos *Dansgaard-Oeschger* (D/O) son fases de quentamento rápido e un posterior arrefriamento gradual, cuxo desencadeante aínda non está clarificado, pero podería estar relacionada con cambios nas correntes mariñas derivados da entrada de importantes volumes de auga doce (Petersen et al., 2013; Sánchez Goñi, 2022; Toucanne et al., 2022). Os eventos

D/O poden ser agrupados en *Ciclos de Bond*, que incluiría un período cálido principal, máis extenso, e varios secundarios. Estes ciclos rematan cun período frío, denominado *Evento Heinrich* (EH) (Bond et al., 1992, 1993; Bond & Lotti, 1995; Siddall et al., 2008). Dende a década dos 80 do século pasado, Duplessy et al. (1981) e Heinrich, (1988) comezaron a detectar oscilacións milenarias na achega de sedimentos mariños (fragmentos carbonatados, vidros volcánicos e grans de cuarzo) procedentes do Atlántico norte e que foron transportados pola deriva dos icebergs (Costa-Casais et al., 2008a). Estas partículas (*Ice-Rafted Debris*) e as súas acumulacións representan os principais eventos de *rafting* de icebergs no Océano Atlántico norte, que se producen de forma cíclica cada 7000 - 10 000 anos (Heinrich, 1988; Moreno et al., 2007; Sánchez Goñi, 2022; Toucanne et al., 2022). Os EH correspóndense con períodos de importante colapso das plataformas de xeo do hemisferio norte, producindo entradas masivas de auga doce fría no Atlántico norte, inducindo un descenso sensible na temperatura da superficie do mar (Benjamin et ao., 2017). Esta dinámica explica porqué a maioría dos EH están relacionados con condicións frías e áridas (Sánchez Goñi, 2022). Na costa galega, Costa-Casais et al. (2008a), identifican pulsacións frías que se relacionan cos EH3 (~31 000 BP) e EH1 (~18 000 BP). Os sinais provocados por estes cambios preserváronse en arquivos naturais: glaciares, sedimentos lacustres, turbeiras, sedimentos antigos das marxes continentais, etc.

A investigación paleoclimática do Plistoceno tardío prestou gran atención ao estudo destes cambios climáticos abruptos, de escala milenaria, facendo avanzar a ciencia do Cuaternario de forma significativa (Moreno et al., 2007; Toucanne et al., 2022). Comprender a resposta de diferentes ecosistemas a estes rápidos eventos climáticos é de especial interese no contexto actual de Cambio Global. Desafortunadamente, os mecanismo detrás das rápidas oscilacións climáticas e os seus impactos aínda están lonxe de ser totalmente comprendidos (Deplazes et al., 2013; Harrison & Sánchez Goñi, 2010; Moreno et al., 2012a).

- **O último Máximo Glaciar e a mellora climática tardiglaciar**

O MIS 2 (~29 000 - 11 700 BP) é a derradeira é máis fría das fases que compoñen a glaciación *Würm,* incluíndo o Último Máximo Glaciar (LGM, *Last Glacial Maximun*) e a Deglaciación ou Mellora Tardiglaciar (MT). O concepto de *Último Máximo Glaciar* emprégase en sentido formal para referirse ao momento durante o último ciclo glaciar onde as capas de xeo globais acadaron o seu volume integrado máximo (Clark et al., 2009; Hughes et al., 2013). Non obstante, esta consideración non é reflectida nalgunhas rexións, pois o estudo das xeoformas glaciares como as morrenas, evidenciou que en certos lugares a máxima extensión dos xeos acadouse con anterioridade, principalmente durante o MIS 4 (Doughty et al., 2021; Hughes et al., 2022a; Sánchez Goñi, 2022). Isto ocorreu na Península Ibérica, onde numerosas investigacións acreditan que a máxima extensión das linguas de xeo acadáronse no MIS 4 ou inclusive durante MIS 3 (Oliva et al., 2016; Palacios et al., 2017; Pérez-Alberti & Valcárcel, 2022; Rodríguez-Rodríguez et al., 2015; Silva et al., 2017), derivado dunhas condicións de maior humanidade en comparación coa forte aridez que caracteriza o LGM (González-Sampériz et al., 2020; Moreno et al., 2012a). O profundo impacto do LGM en termos de cambios na paisaxe, evidénciase tanto pola erosión dos glaciares como polas condicións periglaciais durante as fases máis frías (Aranbarri, 2016; Hughes et al, 2022a). Non existe un consenso sobre as lindes cronolóxicas do LGM global, mentres algúns autores (Clark et al., 2009; Oliva et al., 2019; Peltier & Fairbanks, 2006; Vázquez Riveiros et al., 2022) propoñen un intervalo amplo (~26 000 - 19 000 BP), outros traballos (Doughty et al., 2021; Yokoyama et al., 2000) acoutan a súa duración a un período comprendido entre o

23 000 BP e o 19 000 BP, mentres Osman et al. (2021) circunscríbeno ao 21 000 - 18 000 BP. O inicio da desglaciación dalgunhas capas de xeo e glaciares de montaña retrasouse ata despois do ~19 000 BP, o que suxire a existencia de controis rexionais sobre o balance de masa dos glaciares, que modulan a súa resposta á insolación (Clark et al., 2009).

A máxima extensión dos xeos, a nivel global, supuxo un rápido descenso do NMMG de ~40 m ao inicio do LGM (Lambeck et al., 2014) ata situarse nas cotas máis baixas (-125 ±5 m baixo nmma) acadadas durante todo o último ciclo glaciar (Dias et al., 2000; Lisiecki & Stern, 2016; Peltier & Fairbanks, 2006; Spratt & Lisiecki, 2016; Vázquez Riveiros et al., 2022). En estudos sobre o NMR débese ter en conta que a máxima extensión do xeos non é sincrónica ao momento de menor NMMG, unido á propia variabilidade rexional do LGM (Clark et al., 2009), remarcando a necesidade de levar a cabo estudos e interpretacións de carácter local e rexional.

A segunda metade do MIS 2, entre o LGM e o comezo do Holoceno, coñecese como Tardiglaciar. Esta etapa caracterízase por unha rápida mellora climática que precede ao comezo do interglaciar actual. O inicio da deglaciación do hemisferio norte a parir do ~20 000 BP foi inducido por un aumento da insolación estival, producindo o colapso das capas de xeo e un aumento abrupto (+10-15 m) do NMMG antes do 18 000 BP (Figura 58), para logo manterse relativamente estable nos seguintes 2000 anos (Clark et al., 2009; Lambeck et al., 2014; Maslin & Brierley, 2015; Yokoyama et al., 2000). A deglaciación supuxo a entrada de grandes cantidades de auga doce no Atlántico norte, modificando as correntes mariñas como a Circulación de envorco meridional do Atlántico (*Atlantic meridional overturning circulation*, en inglés), dando coma resultado variacións nas condicións ambientais. Durante o Tardiglacial identifícanse dúas fases de empeoramento climático no Atlántico norte: o Dryas Antigo (DA) (~18 000 - 14 500 BP) e o Dryas Recente (DR) (~13 000 - 11 700 BP), separadas por unha fase tépeda coñecida como *Bølling-Allerød*, cuxos límites temporais son complexos de definir, pois foron rexionalmente diacrónicos (Lowe et al., 2019; Naughton et al., 2016; Oliva et al., 2021; Osman et al., 2021; Rasmussen et al., 2006; Shakun & Carlson, 2010).

O descenso da temperatura superficial do océano durante o DA desencadeou no Evento Heinrich-1, un episodio de descarga masiva de detritos transportados por icebergs no Atlántico norte entorno ao ~16 500 ±1000 BP (Muñoz Sobrino et al., 2013; Shakun & Carlson, 2010). O fin do DA supuxo unha mellora climática, facendo retroceder os xeos a partir de ~14 500 BP, e dando lugar á etapa máis significativa da transgresión Plistoceno-Holoceno (~14 500 - 7000 BP) onde o NMMG elevouse preto de 100 m, con unhas taxas medias de ascenso de 1,2 m por século (Clark et al., 2009; Lambeck et al., 2014). A causa principal deste aumento do nivel do mar é a compoñente glacio-eustática, porén, a nivel rexional, a compoñente isostática pode ser significativa. Isto ocorre sobre toda nas latitudes altas, pois o retroceso dos grandes casquetes continentais (Fenoescandinavo, Laurentiano, etc.) produce un rebote isostático que pode afectar notablemente á hora de calcular a magnitude e velocidade da transgresión mariña (García-Artola et al., 2018).

Un pulso cálido entorno ao ~14 500 BP sinala o comezo do interestadial do Tardiglaciar ou intervalo *Bølling-Allerød*, onde se rexistra unha mellora climática, causada polo cese de entrada de grandes volumes auga doce no Atlántico norte (Liu et al., 2009). A partir do ~13 000 BP, unha nova descarga masiva de auga do desxeo, acumulada en reservorios lacustres continentais, supuxo o arrefriamento da superficie oceánica xunto a unha serie de reaxustes globais, dando comezo un novo episodio frío: o Dryas Recente (DR) (Benjamin et al., 2017; Hodell et al., 2022; Martínez-Pillado, 2018; Naughton et al., 2016). Aínda que o DR tratase dunha fase de arrefriamento global (~0,6 °C), este afectou sobre todo ao hemisferio

norte, onde as condicións volvéronse máis frías (-5 ±3 °C) e secas, mentres que hemisferio sur presentou un patrón oposto (máis cálido e húmido) debido a variacións no sistema climático terrestre (Shakun & Carlson, 2010). Estas condicións máis frías levou a un descenso nas taxas de aumento do NMMG, en comparación ao resto da transgresión (Benjamin et al., 2017; Lambeck et al., 2014). O DR é considerado o derradeiro episodio da glaciación *Würm*, polo que a mellora climática posterior (11 700 BP) marca o comezo do actual interglaciar: o Holoceno.

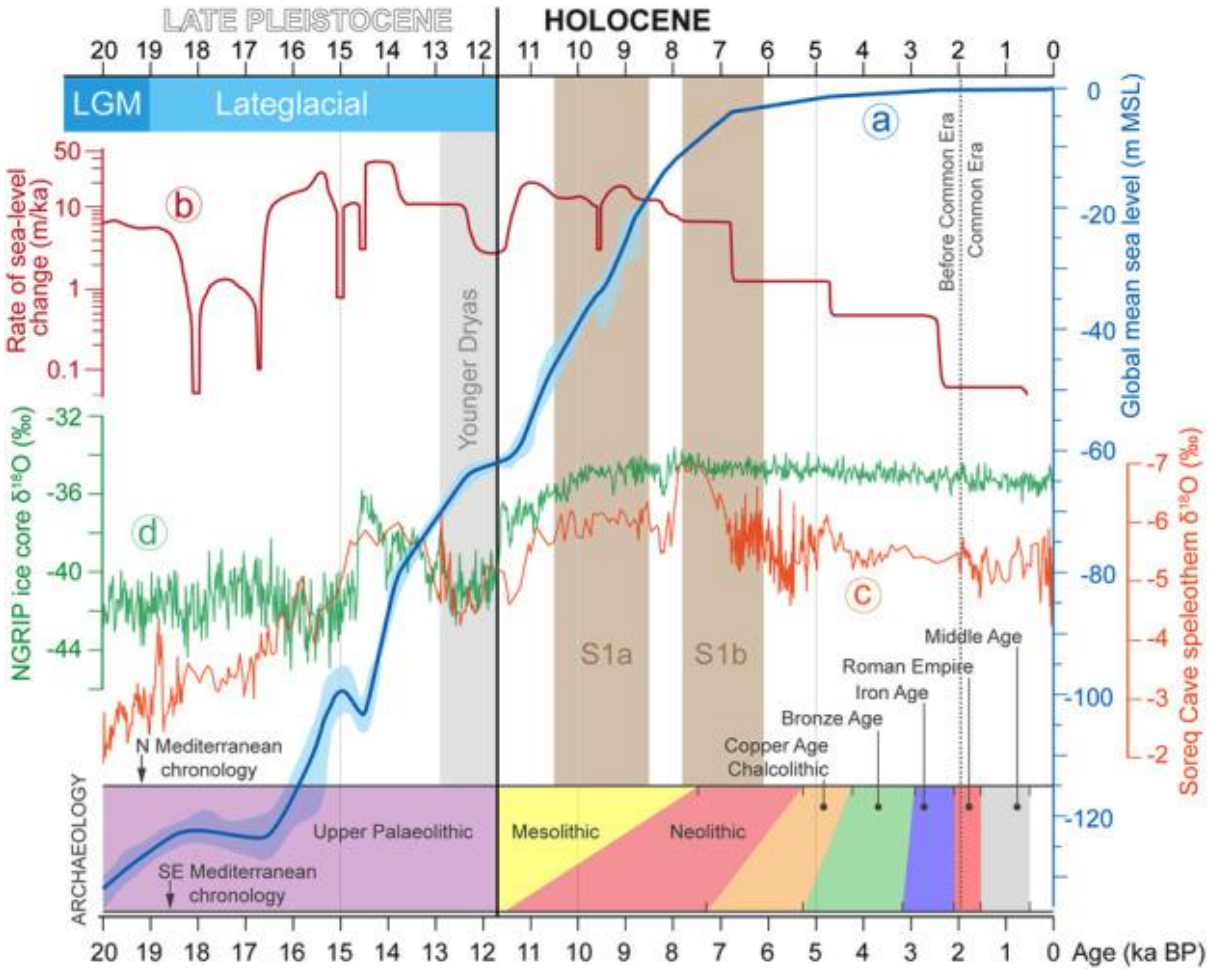


Figura 58: Comparación entre a curva do NMMG e os datos paleoclimáticos, paleoambientais e arqueolóxicos do mar Mediterráneo nos últimos 20 000 anos. a) Curva do NMMG (Lambeck et al., 2014); b) Taxa de cambio do nivel do mar; c) Datos de δ18O do espeleotema da cova de Soreq; d) Datos de δ18O do núcleo de xeo de NGRIP. Fonte: Benjamin et al. (2017).

O Tardiglaciar na Península Ibérica mantén certa sincronía cos episodios rexistrados no resto do Atlántico norte (Naughton et al., 2016). No NO peninsular identificase un período de frío intenso e aridez a comezos do DA (Blanco-Chao et al., 2002; Trenhaile et al., 1999). Oliva et al. (2019) sinalan que o retroceso dos glaciares ibéricos xeneralízase a partir de ~20 000 - 19 000 BP. Durante o DA e o DR as condicións frías e áridas predominaron na Península Ibérica, sendo a paisaxe dominante a formada por amplas extensións de herbáceas e matogueiras, mentres que as condicións tépedas do interestadial *Bølling-Allerød* fomentaron unha maior difusión das formacións boscosas (García-Moreiras, 2017; Iriarte-Chiapusso et al., 2016; Kaal et al., 2013; Martínez-Pillado, 2018; Moreno et al., 2012a; Muñoz Sobrino et al.,

1997; Naughton et al. 2007; Ramil-Rego et al., 1998a, 1998b, 2001). As condicións frías e secas durante o DR (-2 ±1 °C) permitiron a expansión dos glaciares de montaña e a intensificación dos procesos periglaciais (Muñoz Sobrino et al., 2013; Oliva et al., 2016, 2019), mentres que o NMR no NO da Península Ibérica atopábase uns 40-45 m por debaixo das cotas actuais (Alonso & Pagés, 2010; Martínez-Carreño, 2015).

3.1.2.3 O Holoceno

Na primeira metade do século XIX, Charles Lyell (1833, 1839) empregou *Época Recente* para referirse ao intervalo temporal transcorrido dende que a terra foi habitada pola especie humana. Posteriormente, o termo *Holoceno* (en grego, «completamente recente») foi introducido polo paleontólogo francés Paul Gervais (1869) en base á concentración de organismos fósiles en depósitos posglaciais, pero cunha cronoloxía semellante á proposta anteriormente por Lyell. O Holoceno foi adoptado coma unidade estratigráfica pola IUGS en 1885, pero non sería definido formalmente como unha Época dentro do Período Cuaternario ata o ano 2008 (Walker et al., 2009, 2012). O GSSP que referencia o límite Plistoceno/Holoceno está situado a unha profundidade de 1492,45 m no núcleo de xeo de Groenlandia *North GRIP 2* (NGRIP2) sendo a primeira vez que se utiliza un núcleo de xeo para definir un estratotipo. A base do Holoceno dátase en 11 700 BP (entendendo coma presente o ano 2000 AD cun erro de cálculo máximo de 99 anos [2σ]), non reflicte o final das condicións glaciares (~14 500 BP) senón que sinala os primeiros indicios de quecemento climático ao final da fase fría DR, que supuxo unha importante e rápida reorganización climática (Head & Gibbard, 2015; Walker et al., 2009). Outros cinco estratotipos auxiliares (catro en lagos e un en sedimento mariño) sinalan que este cambio climático prodúcese correlativamente a nivel global (Lewis & Maslin, 2015). Walker et al. (2012) propuxeron unha subdivisión do Holoceno en tres subépocas, cuxos límites serían definidos polos eventos climáticos 8.2 e 4.2. O evento 8.2 (~8200 BP) trátase dunha fase de arrefriamento practicamente global e de curta duración, que marcaría o paso do Holoceno Inferior ao Medio. O evento 4.2 (~4 200 BP) é un evento de aridificación que se recoñece principalmente en latitudes baixas, e marcaría o límite entre Holoceno Medio e Superior. No ano 2018 o Comité Executivo da IUGS ratificaba esta subdivisión e definía os GSSP de cada límite. Así o Holoceno Inferior equivalería á Idade *Groenlandense* (11 700 – 8236 BP), cuxo límite co *Norgripiense* (Holoceno Medio) atópase no núcleo de xeo NGRIP1 de Groenlandia, a unha profundidade de 1228,67 m. A Idade *Megalaiense* (Holoceno Superior) abrangue dende o 4250 BP ata o presente. O GSSP que define a súa base correspóndese cun espeleotema localizado na cova Mawmluh, no NE da India (Walker et al., 2018, 2019).

O Holoceno é o interglaciar actual, que se caracteriza polo aumento das temperaturas, o desxeo dos casquetes glaciares e o aumento do nivel do mar, en relación ás condicións glaciares que o precederon. Osman et al. (2021) cuantifican en 7,0 ±1 °C o aumento da temperatura global entre o inicio da deglaciación e a era preindustrial. O Holoceno tamén se significa pola variabilidade climática, cuxa dimensión difire segundo á escala temporal que se analice. O aumento no número de rexistros paleoclimáticos de alta resolución pon de manifesto a existencia tanto de complexas oscilacións a escala milenaria coma de eventos abruptos, que se superpoñen á tendencia climática xeral (Aranbarri et al., 2014; David et al., 2022; Mayewski et al., 2004). Con todo, non está clara a existencia de ciclos ou oscilacións posglaciares (con períodos ao redor de 2000-2800 ou 1200-1500 anos), equivalentes aos ciclos *Dansgaard-Oeschger* do Pleistoceno Superior ou os Ciclos de Bond. Algúns traballos si recollen a existencia de ciclos climáticos durante o Holoceno (*e.g.* Debret et al., 2007; Hall

et al., 2004; Martín-Chivelet et al., 2011; Moros et al., 2006), pero cunha estrutura temporal e representación espacial non uniforme (Wanner, 2008). Ademais, esta ciclicidade non é coherente cos cambios na actividade solar, indicativo de que a variabilidade climática do Holoceno no Atlántico norte non está impulsada por unha resposta lineal aos cambios na actividade solar (Turney et al., 2005). En Europa, excluíndo os ciclos orbitais e suborbitais, o clima varía a escalas de décadas, impulsado principalmente pola Oscilación do Atlántico Norte (Hurrell & Deser, 2010; Hurrell et al., 2003; Trouet et al., 2009). Con todo, os mecanismos que causan os períodos fríos de varias décadas ou séculos non se coñecen por completo (Wanner et al., 2015). Na actualidade, dáse un certo consenso sobre a existencias dos principais episodios paleoclimáticos do Holoceno, non obstante, a súa intensidade e duración aínda son obxecto de debate. Numerosos estudos realizados na última década teñen realizado unha reconstrución das variacións da temperatura tras o fin da etapa glaciar (*e.g.* Bova et al., 2021; Erb et al., 2022; Kaufman et al., 2020; Osman et al., 2021; Shakun et al., 2012), cunha tendencia xeral semellante, pero con significativas diferenzas. Neste caso emprégase como exemplo a proposta de Marsicek et al. (2018), ao estar focalizada nas variacións ocorridas no Atlántico norte (Figura 59).

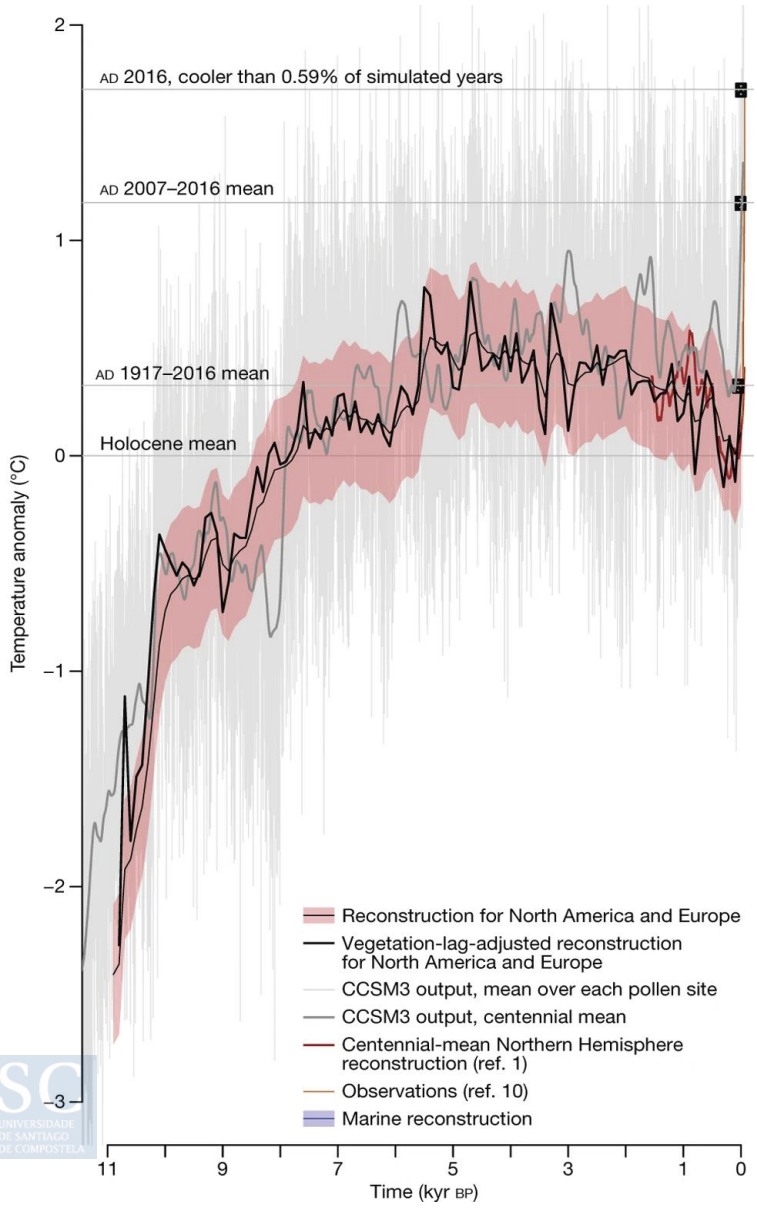


Figura 59: Reconstrución da temperatura durante o Holoceno. Liña negra fina: Serie temporal de temperaturas inferidas polo pole (o sombreado vermello indica as bandas de incerteza do 2,5 % ao 97,5 %). A liña negra escura na mostra a reconstrución da temperatura media anual axustada por posibles atrasos na resposta da vexetación ao clima. As liñas grises finas indican medias anuais. s liña gris grosa indican medias de 100 anos. As liñas horizontais e os cadrados negros representan a anomalía da temperatura media observada durante o século, a década e o último ano analizado, calculada utilizando as temperaturas terrestres observadas no hemisferio norte do GISS da NASA10. A liña vermella grosa representa medias centenarias dunha reconstrución de erros en variables das temperaturas do hemisferio norte durante os últimos

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2000 anos. Fonte: Marsicek et al. (2018).

Erb et al. (2022) sintetizan a tendencia xeral da temperatura media global do Holoceno (Figura 60). A primeira metade tería unha tendencia ao aumento das temperaturas, ao pasar das condicións glaciares ata o máximo térmico do óptimo climático. A segunda metade tería unha tendencia global ao arrefriamento, ata o quecemento post-industrial. Os cambios de maior magnitude afectarían á superficie continental e, en especial, ao hemisferio norte, debido ao retroceso dos xeos. Na mesma liña, Marcott et al. (2013) apuntan que as variacións do Atlántico norte son as principais contribuíntes do cambio a nivel global, cunha diminución de ~2 °C desde 7000 BP ata o século XX. Pola contra, algúns autores (Bova et al., 2021; Liu et al., 2021) poñen de manifesto a existencia de importantes inconsistencias nos modelos e *proxies* empregados na reconstrución das temperaturas durante o Holoceno (interpretación do retroceso das capas de xeo, efecto da concentración de gases de efecto invernadoiro, variacións estacionais, etc.). Con todo, débese ter presente que as condición ambientais a nivel local e rexional poden variar substancialmente das tendencias xerais reflexadas polas interpretacións paleoclimáticas.

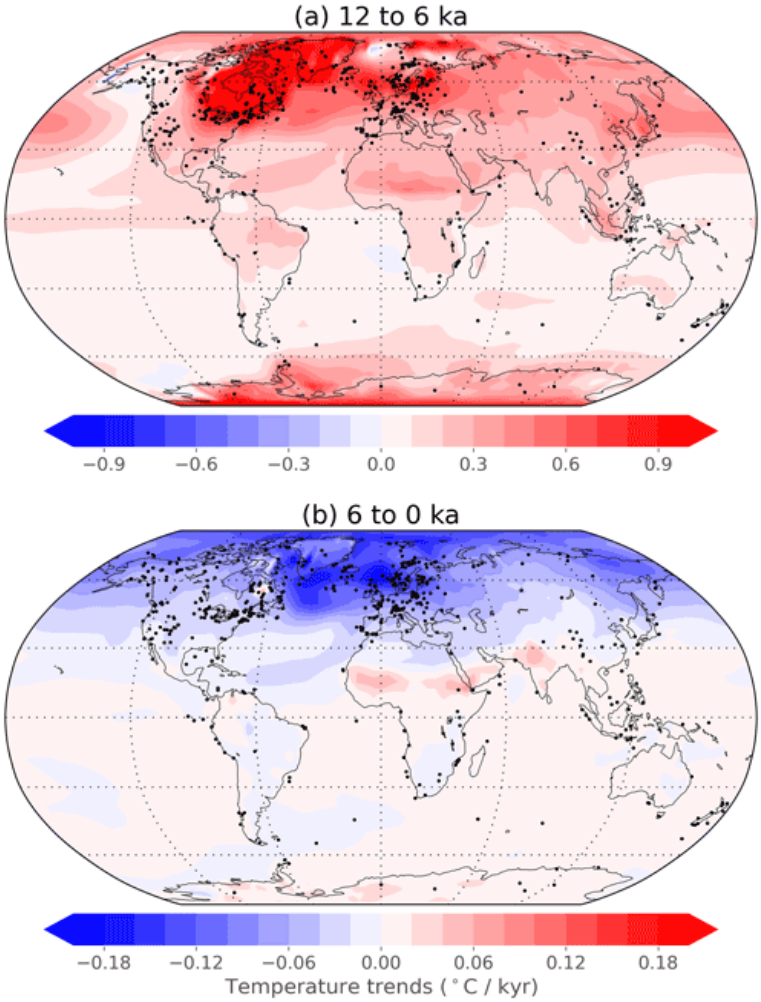


Figura 60: Tendencias de temperatura durante o Holoceno (°C/1000 anos) para os períodos (a) 12 000 - 6000 BP e (b) 6000 BP ata o presente. Os puntos sinalan as localizacións dos rexistros proxy empregados para a reconstrución. O aumento das temperaturas do século XX, observado nas medicións instrumentais, non se captura na reconstrución debido á baixa resolución temporal dos rexistros estudados (que teñen unha resolución media de ~150 anos). Os cambios de maior magnitude prodúcense sobre os continentes fronte aos océanos, e tenden a ser superiores no Hemisferio norte por mor do retroceso das capas de xeo. Durante a segunda metade do Holoceno, as temperaturas diminúen na maior parte do hemisferio norte, con notables excepcións nas rexións da India e o norte de África, debido a cambios no patrón monzónico. Fonte: Erb et al. (2022).

- **Holoceno Inferior**

A comezos do Holoceno, as capas de xeo e os glaciares aínda presentaban unha importante extensión. Durante o Holoceno Inferior (11 700 - 8236 BP) prodúcese un aumento rápido das temperaturas e unha subida do NMMG de arredor de 40 m, aínda que a nivel

rexional existen importantes variacións derivadas dos efectos isostáticos (David et al., 2022). O aumento do NMMG foi impulsado principalmente pola libración da auga do desxeo, mentres que os efectos estéricos foron moito menos significativos (Benjamin et al., 2017; Smith et al., 2011; Vacchi et al., 2016), cunhas taxas medias de aumento sitúanse entre 10 e 15 mm/ano (Doyle et al., 2015; Lambeck et al., 2014). Na fachada atlántica ibérica as taxas medias de subida entre o 10 000 BP e o 7000 BP sitúanse en 6-7 mm/ano. Cara o 10 600 BP, o NMR no noroeste peninsular situábase ~36 m baixo nmma (García-Ortola et al., 2018). Este aumento supuxo a inundación das plataformas continentais e o desmantelamento dos depósitos sedimentarios plistocenos. A mellora climática vese interrompida por breves episodios de arrefriamento (eventos 11.4, 9.3 e 8.4) (Rasmussen et al., 2014), que definen a inestabilidade do clima no primeiro terzo do Holoceno. A denominación que reciben estes eventos de rápido cambio nas condicións ambientais baséanse na súa cronoloxía, expresada en miles de anos BP, así o evento 11.4 fai referencia a un breve episodio de arrefriamento cuxo inicio se sitúa no ~11 400 BP.

A comezos do actual etapa interglaciar, as condicións no NO Peninsular eran frías e húmidas (Costa-Casais et al., 2012a) mentres que a paisaxe estaba dominada por coníferas e ambientes esteparios (Aranbarri et al., 2014; Kaal et al., 2013). A partir de 9400 ±400 BP comeza unha fase de aumento progresivo das temperaturas (Granja et al., 2022; Schröder et al., 2018; Wanner et al., 2015), que levou a expansión das masas boscosas, especialmente as caducifolias, en superficies ocupadas antano por herbáceas e matogueiras (Iriarte-Chiapusso et al., 2016; Muñoz Sobrino et al., 2013; Ramil-Rego et al., 1998a, 1998b, 2001; Santos et al., 2000). O evento 8.2 (~8200 BP) supuxo un descenso das temperaturas e un aumento da aridez en todo o hemisferio norte durante un intervalo de ~300 anos (Hall et al., 2004; Walker et al., 2018; Wiersma & Renssen, 2006). O estudo dunha estalagmita na cova de Arcoia (Serra do Courel) suxire que as condición no NO peninsular durante este evento eran frías e húmidas (Railsback et al., 2011), confrontándose co aumento da aridez que caracteriza a este episodio no norte de Europa. Inicialmente pensouse que este abrupto episodio de empeoramento climático foi un efecto da diminución da radiación solar (Bond et al., 2001). Aínda que o forzamento solar puido ser un factor significativo, a causa principal foi, posiblemente, a entrada de auga de desxeo acumulada en lagos de América do Norte, provocando a desaceleración da circulación termohalina (Alley & Ágústsdóttir, 2005; Clarke et al., 2004; Thornalley et al., 2009; Wiersma & Renssen, 2006). As condicións frías e secas na zona NO da Península Ibérica durante este evento implicou un avance da vexetación arbustiva en detrimento dos taxons arbóreos caducifolios (Kaal et al., 2013).

- **Holoceno Medio**

O evento 8.2 sinala a transición entre o Holoceno Inferior e o Medio. Unha vez superado este breve evento frío, prodúcese un aumento das temperaturas, que persistirá practicamente ata o comezo do Holoceno Superior. Esta etapa cálida e estable no hemisferio norte, denominase Óptimo Climático do Holoceno (OCH) ou *Hipsitermal*. O inicio desta mellora climática (9000 ±1000 BP) sitúase ao final do Holoceno Superior, pero vese truncada polo evento 8.2, e finaliza arredor no 5500 ±500 BP (Axford et al., 2021; Kalis et al., 2003; Wanner et al., 2008, 2015). En Europa, este período denominase *Atlántico*, polo predominio da circulación xeral do oeste cunha abundante entrada de borrascas e frontes procedentes do océano Atlántico. As condicións climáticas singularízanse por unha menor frecuencia de eventos extremos, tanto térmicos coma pluviométricos, e un predominio dos invernos suaves e veráns calorosos (Costa-Casais, 2001). O intervalo máis cálido tivo lugar sobre o 6500 BP,

cando a temperatura media global era ~0,7 °C máis cálida que no século XIX (Marsicek et al., 2018). Despois do máximo térmico global do Holoceno, as temperaturas descenderon progresivamente cunha taxa media de -0,08 °C por cada milenio (Erb et al., 2022; Kaufman et al., 2020). Outros estudos sitúan o máximo térmico do Holoceno nun intervalo entre o 8000 BP e o 7000 BP (Wanner et al., 2015). As condición cálidas e húmidas do OCH poden estar relacionadas con máximo de insolación estival (Laskar et al., 2004; Rohling et al., 2010). Na Península Ibérica, o OCH asociase máis a variacións na pluviosidade que a un aumento significativo das temperaturas. Este evento parece iniciarse antes na metade setentrional da Península Ibérica (~9500 BP), co momento máis húmido producíndose antes do ~8000 BP (Cacho et al., 2010; Martínez-Pillado, 2018). Martínez-Cortizas et al. (1999) sitúan o período máis cálido no NO Peninsular entorno ao 6000 BP, onde as temperaturas terían acadado valores ~2 °C por riba dos contemporáneos.

Ao comezo do Holoceno Medio, a transgresión mariña continuaba cunhas taxas de aumento elevadas. A partir do ~7000 BP, cun NMMG apenas 7 ±3 m por debaixo das cotas actuais, prodúcese unha desaceleración da transgresión, que se manterán sen grandes cambios (< 1 mm/ano de media) ata o século XX (García-Artola et al., 2018; Smith et al., 2011; Lambeck et al., 2014; Vacchi et al., 2016). Pirazzoli (2005) sinala que apenas existiron aportes glacioeutáticos significativos posteriores ao 6000 BP a nivel global, mentres que Peltier (2002) ou Lambeck et al. (2014) retrasan esa data ata o ~4000 BP, en base a episodios de desxeo tardíos na Antártida. Segundo Alonso & Pagés (2010), entre o 6800 BP e o 4200 BP o NMR no NO peninsular estabilizaríase en cotas de entre 5 e 7 m por debaixo das actuais, mentres que García-Ortola et al. (2018) sitúan o NMR en -3,2 ± 1,8 m no ~4400 BP. A desaceleración da transgresión mariña estivo acompañada por unha caída das taxas de sedimentación ata o ~5700 BP (David et al., 2022). Posteriormente, cun nivel do mar máis estable, as condicións permitiron o desenvolvemento de sistemas intermareais e sistemas praia-duna ao longo de toda a costa europea (David et al., 2022; Feal-Pérez, 2012).

Tras o fin do OCH (~5000 BP) comeza unha fase de importante variabilidade con tendencia ao arrefriamento denominada Neoglaciación (Blanco-Chao et al., 2002; Kjær et al., 2022; Martínez-Cortizas et al. 1999), inducida polo forzamento orbital, e que causou un descenso da insolación durante o estío boreal (Wanner et al., 2008, 2015). Este descenso das temperaturas levou a un avance das capas de xeo no Atlántico norte, especialmente a partir do ~4100 BP (Balascio et al., 2015). Cara o 4200-3900 ±200 anos BP prodúcese un episodio climático coñecido coma evento 4.2, resultado do debilitamento do monzón asiático, desencadeando unha reorganización a nivel global dos patróns climáticos (Railsback et al., 2018; Walker et al., 2018; Weiss, 2016). Este evento interprétase xeralmente como unha etapa de elevada aridez (Weiss, 2016), non obstante, como todo desaxuste global, ten consecuencia diferentes a escala rexional (Railsback et al., 2018). O evento 4.2 foi de natureza global ou case global, e constitúe o marcador estratigráfico empregado para definir o límite entre o Holoceno Medio e o Holoceno Superior (Walker et al., 2018, 2019).

As condicións cálidas e húmidas que caracterizan o Holoceno Medio favoreceron a difusión dos bosques caducifolios mesófilos (*Quercus*, *Corylus*, *Alnus* e *Fagus*) por todo o NO peninsular (Kaal et al., 2013; Muñoz Sobrino et al., 2005; Ramil-Rego et al., 1998a, 1998b, 2009, 2001; Santos et al., 2000). O final do OCH suscitou o incremento da aridez e o descenso das temperaturas, favorecendo a expansión de formacións mixtas de frondosas e coníferas (García-Amorena et al. 2007; Aranbarri et al., 2014; Martínez-Cortizas et al., 2009). Pero os cambios acontecidos na paisaxe, non derivan soamente do forzamento climático, senón que o impacto antrópico comeza a ter cada vez un papel máis significante na reconfiguración das paisaxes. Durante o Holoceno Medio, e en especial a partir do Neolítico,

os asentamentos, a agricultura e a gandaría comezan a ter unha influencia directa no territorio, cuxo impacto é observable nos rexistros paleoambientais (Blanco-Chao et al., 2002; Costa-Casais et al., 2009, 2012a; David et al., 2022; Kaal et al., 2008, 2013; Kalis et al., 2003; Mighall et al., 2006). A erosión dos solos no NO Penínular comezou a ser un fenómeno xeneralizado a partir do 7000-5000 BP, causado probablemente polo aumento da presión gandeira, a agricultura e as queimas (Costa-Casais et al., 2012a; Kaal et al., 2008, 2013; Lillios et al., 2016; Martínez-Cortizas et al., 2005, 2009).

- **Holoceno Superior**

O evento 4.2 define a base do Holoceno Superior (Idade Megalaiense) e abrangue os últimos 4250 anos (entendendo o presente coma o ano 2000) (Walker et al., 2018, 2019). A redistribución da enerxía solar, debido ao forzamento orbital nunha escala de tempo milenaria, foi a causa do desprazamento meridional progresivo da zona de converxencia intertropical. Isto estivo acompañado por un pronunciado decaemento do monzón en África e Asia, que levou a unha crecente desertificación de ambos continentes. Os cambios produciron unha modificacións no patrón xeral de teleconexións (Oscilación do Sur, Oscilación do Atlántico Norte, etc.), xerando unha alteración das condicións climáticas en todo o planeta. A diminución da insolación durante os estíos boreais permitiu o avance dos glaciares e do xeo ártico no hemisferio norte. Esta situación é un dos factores clave á hora de comezar unha idade glaciar, de aí que esta etapa climática é coñecida coma Neoglaciación (Wanner et al., 2008). Da mesma forma, tampouco existe dúbida de que no descenso das temperaturas durante o Holoceno Superior tamén contribuíron outros factores coma os cambios na circulación oceánica, os gases de efecto invernadoiro ou inclusive as partículas en suspensión (po) (Wanner, 2021). En escalas de tempo de décadas a varios séculos, non se atopou unha coincidencia global, a pesares de que as reconstrucións mostran que no hemisferio norte ocorreron eventos de arrefriado xeneralizados a escala de décadas/séculos, acompañados por avances dos glaciares de montaña (Wanner et al., 2008).

O avance tecnolóxico e científico das últimas décadas permite elaborar interpretacións paleoambientais e paleoclimáticas máis complexas e precisas, diferenciando as sinais globais con eventos de escala rexional ou local. Por este motivo, tomarase como referencia os episodios climáticos recoñecidos a escala do Atlántico norte/Atlántico europeo/Península Ibérica para ilustrar as variacións nas condicións climáticas e ambientais durante o Holoceno Superior. As reconstrucións paleoambientais realizadas no NO peninsular mostran o declive climático Neoglacial dende o 4500 ata o 2500 BP, caracterizado por unhas condicións frías, secas e ventosas, con fortes oscilacións de temperatura e humidade. Esta tendencia climática, xunto ao incremento da presión antrópica, supuxo un retroceso dos bosques caducifolios en beneficio da matogueira (García-Moreiras, 2017; Kaal et al., 2013; Lillios et al., 2016; Mighall et al., 2006; Muñoz Sobrino et al., 1997, 2005).

O empeoramento climático do Holoceno superior puido verse amplificado pola crecente entrada de xeo á deriva e auga doce no Atlántico norte, modificando e fortalecendo a fronte polar a partir do 4000 BP, e incrementando a inestabilidade climática e o descenso das temperaturas (Moros et al., 2006). Os rexistros mariños do Atlántico norte revelan que o descenso das temperaturas a partir do 3500 BP é máis pronunciado na marxe americana que na europea, onde a tendencia é máis estable e incluso induce a un lixeiro quentamento (Pemer et al., 2015), coincidente co episodio cálido Minoico (Lécuyer et al., 2018). Cara o ~2700 BP recoñécese un evento frío, posiblemente relacionado cun descenso da radiación no hemisferio norte e unhas condicións da Oscilación do Atlántico Norte debilitadas (Andersen et al., 2004;

USC

Hall et al., 2004; Thornalley et al., 2009; Wang et al., 2012) e que está vinculado ao período frío da Idade do Ferro. Na Península Ibérica este episodio abarca aproximadamente tres séculos (~2850-2550 BP) e supuxo un descenso das temperaturas e o aumento significativo da aridez (Desprat et al., 2003; Martín-Chivelet et al., 2011; Martín-Puertas et al., 2010), pero con potentes episodios tormentosos que afectaban á fachada atlántica (González-Álvarez et al., 2005). Tras esta fase fría, comeza o Período Cálido Romano cuxa duración sitúase entre ~2500 BP e o ~1600 BP e que tradicionalmente foi interpretado coma un período morno a nivel xeral (Wanner et al., 2015), pero cuxa variabilidade rexional parece ser notable (Wang et al., 2012). Esta variabilidade explica porque na actualidade aínda non existe un consenso sobre se as temperaturas desta etapa foron superiores ás actuais, podendo variar a resposta a escala rexional ou mesmo local. Na Península Ibérica este episodio abarca entre o 2500 BP e o 1700 BP (±200) con temperaturas suaves e aumento das precipitacións, cun breve "óptimo" entre ~2150-1750 BP con condicións máis secas e cálidas na metade norte da península e máis húmidas no sur (Gil García et al., 2006; Martín-Chivelet et al., 2011; Martín-Puertas et al., 2009). Esta etapa supón importantes cambio na paisaxe peninsular, cun aumento da antropización da paisaxe (Aranbarri et al., 2014; Martínez-Cortizas et al., 2009).

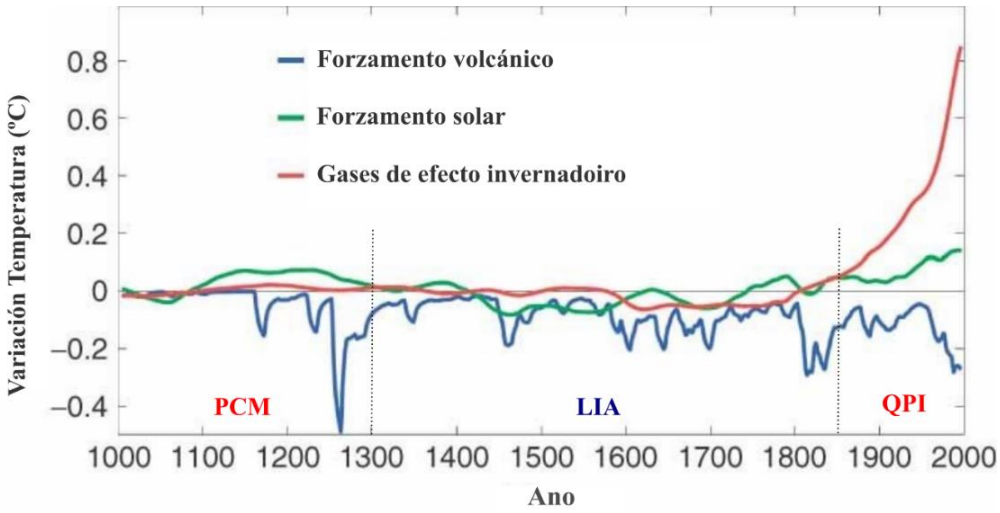


Figura 61: Simulacións de modelos de balance de enerxía no Hemisferio norte en base á resposta dos gases de efecto invernadoiro e aerosois (vermello), forzamento solar (verde) e forzamento volcánico (azul). As principais variacións climáticas dos últimos 1000 anos semellan estar moi relacionadas coa cantidade de enerxía solar recibida. Uns niveis de ración solar máis elevadas coinciden co Período Cálido Medieval (PCM), mentres que as condicións frías da Pequena Idade do Xeo (LIA) superpóñense a unha caída da actividade solar, especialmente durante os mínimos de Maunder e Dalton. O rápido aumento das temperaturas durante o Quecemento Post-Industrial (QPI) débese principalmente ao impacto dos gases de efecto invernadoiro, cun menor peso do forzamento solar. Modificado de Hegerl & Zwiers (2011).

Despois deste período de temperaturas suaves, prodúcese un descenso das mesmas e un aumento da aridez que remata co comezo do Período Cálido Medieval (PCM) ou Anomalía Climática Medieval, con cronoloxía e intensidade variable, pero cuxo inicio se pode situar cara o 1100 BP (900 AD) ±150 anos, sendo a derradeira etapa cálida en Europa antes do Quecemento Post-Industrial (QPI) (Castro et al., 2020; Desprat et al., 2003; Gil García et al., 2006; Kjær et al., 2022; Moreno et al., 2012b). Ambos episodios son notablemente diferentes, tanto polas taxas de cambio de temperatura (aproximadamente 0,25 °C / século no PCM fronte aos 2-6 °C / século na actualidade) e os mecanismos de forzamento (principalmente natural fronte a antropoxénico) (Solomon et al., 2007). A comparación de secuencias *multi-*

proxi permitiulles a Moreno et al. (2012b) diferenciar entre unhas condicións cálidas e secas na zona mediterránea peninsular fronte a un aumento da humidade na fachada atlántica. Esta dicotomía podería estar relacionada cun índice da Oscilación do Atlántico Norte positivo dominante durante o PCM (Trouet et al., 2009). Castro et al., (2020) identifican no NE de Galicia un aumento da humidade na segunda metade do PCM (~1050-1300 AD/ 950-700 BP).

O final do PCM estivo marcada por unha rápida diminución das temperaturas, dando comezo a un período frío denominado Pequena Idade de Xeo (*Little Ice Age*, LIA), cuxa cronoloxía enmarcase entre o ~700-150 BP (1300-1850 AD) cunha escasa variación rexional (Castro et al., 2020; Moreno et al., 2021; Neukom et al., 2019; Wanner, 2021; Wanner et al., 2008). Trátase dun episodio climático que afectou principalmente ao hemisferio norte, e supuxo un descenso das temperaturas de 0,5-1,0 °C en relación á media global, asociado en gran parte ao arrefriamento de 2 °C no Atlántico norte (Kjær et al., 2022; Mann et al., 2009; Marcott et al., 2013). Non obstante, a causa parece derivar dunha coincidencia entre o forzamento solar (*e.g*. Hegerl & Zwiers, 2011; Tejedor et al., 2017) e unha actividade volcánica elevada (*e.g*. Crowley et al., 2008; Mann et al., 2021), amplificados por procesos de retroalimentación internos (Mann, 2002; Mann et al., 2015; Oliva et al., 2018; Wanner et al., 2008) (Figura 61).

O forzamento solar foi un dos principais contribuíntes ás condicións frías da LIA. Aínda que o descenso na radiación recibida non foi constante durante os 5 séculos, resaltan dúas fases de descenso da actividade solar, coñecidos como os mínimos de Maunder e Dalton (Figura 62). O Mínimo de Maunder foi un período de actividade solar extremadamente baixa entre os anos ~1645 AD e ~1715 AD (~355-285 BP) causada por unha ínfima aparición de manchas solares (Gray et al., 2010; Owens et al., 2017). O descenso da actividade solar durante o Mínimo de Dalton foi máis breve e de menor magnitude, abarcando menos de tres décadas ~1790-1830 AD (~210-170 BP), coincidindo cun período de elevada actividade volcánica, que determinaron un dos momento máis fríos dentro da LIA (Silverman & Hayakawa, 2021; Wagner & Zorita, 2005).

A LIA foi un episodio frío que afectou fundamentalmente ao hemisferio norte, pero cunha importante variabilidade rexional debido aos cambios na dinámica climática. Oliva et al. (2018) detectaron ata 7 fases diferentes na LIA da Península Ibérica: (a) 1300-1480 AD: arrefriado crecente con oscilacións climáticas moderadas; (b) 1480-1570 AD: condicións relativamente máis cálidas; (c) 1570-1620 AD: arrefriado gradual; (d) 1620-1715 AD: período climático máis frío da LIA, particularmente durante o Mínimo de Maunder, con temperaturas aproximadamente 2 °C por baixo das actuais; (e) 1715-1760 AD: temperaturas tépedas e unha baixa frecuencia de eventos extremos; (f) 1760-1800 AD: deterioración do clima e máis eventos extremos (é dicir, ondas de frío e calor, inundacións e secas); (g) 1800-1850 AD: condicións climáticas altamente variables que alternan con estabilidade (1800-1815 AD), eventos extremos (1815-1835 AD) e unha lixeira tendencia de quecemento asociada con intensos eventos hidrometeorolóxicos (1835-1850 AD). A partir de 1850 prodúcese un aumento gradual da temperatura de ~1 °C. Martín-Chivelet et al. (2011) sinalan que os tres intervalos máis fríos sitúanse entre 1400-1500 AD, 1650-1700 AD e 1850-1900 AD, sendo este último, de menor intensidade. O estudo dun rexistro sedimentario mariño tomado na plataforma continental exterior de Galicia permitiulles a González-Álvarez et al. (2005) identificar un pulso frío nas condicións mariñas entorno ao 1420 AD.

Durante o PCM as capas de xeos sufriron un importante retroceso. As condición frías da LIA posibilitaron un aumento de masas glaciares por todo Europa, sendo na Península Ibérica o momento de máximo avance glaciar dende o final do Dryas Recente (Moreno et al., 2021; Oliva et al., 2019; Palacios et al., 2017). Tamén se reactivou a actividade periglacial en cotas

USC DE COMPOSTELA

máis baixas que na actualidade, onde os procesos periglaciais só están activos en altitudes superiores aos 2500 m nas cordilleiras do sur e por encima dos 2000-2200 m nos macizos do norte (Oliva et al., 2016). O aumento das temperaturas tras a LIA suporá a desaparición dos glaciares ibéricos, a excepción duns poucos glaciares pirenaicos, en altitudes próximas aos 3000 m (Oliva et al., 2019).

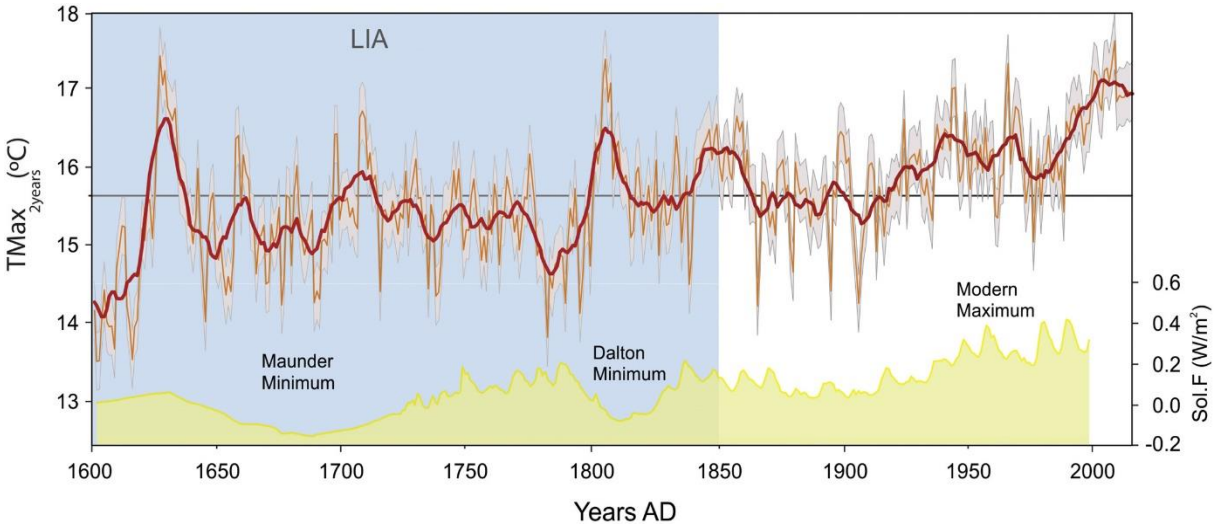


Figura 62: Reconstrución de temperaturas máximas desde 1602 AD para a Cordilleira Ibérica. O sombreado azul sinala o período da Pequena Idade de Xeo (LIA) incluído na reconstrución; a curva vermella en negrita é unha media móbil de 11 anos; o sombreado gris indica o erro cuadrático medio baseado na correlación do período de calibración e o sombreado amarelo na parte inferior mostra o forzamiento solar. Os séculos XVII e XVIII foron identificados como o período máis frío, co 73% e 80% dos anos con temperaturas por baixo da media, respectivamente. En cambio, os séculos XIX e XX foron os máis cálidos, cun 66% e un 78% dos anos superando a media, respectivamente. Esta tendencia evidencia o cambio nas temperaturas entre a LIA e o Quencemento Post-Industrial. Fonte: Oliva et al. (2018) (adaptada de Tejedor et al., 2017).

A comezos do Holoceno Superior, o nivel medio do mar global (NMMG) xa estaba en cotas moi próximas as actuais, as cales acadaronse pouco despois, pero con intervalos variables a nivel rexional. No NO da Península Ibérica, Alonso & Pagés (2010) sinalan que entre 6800 BP e o 4200 BP o NMR mantívose estable entre o -5 e -7 m baixo nmma. Cara o 3100 BP, o NMR estaría só a -3 m baixo nmma, onde se mantería estabilizado durante uns 500 anos. Cun último episodio transgresivo entre o 2600 BP e o 1900 BP, con taxas de aumento de ~1,5 mm/a. Outros estudos do NO peninsular (Bao et al., 2007; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015) sitúan o NMR nunha posición semellante á actual entorno ao 3500-3000 BP. A pesar das diferentes fases climáticas acontecidas, non existen evidencias suficientes de oscilacións significativas do NMMG durante o último milenio (Lambeck et al., 2014).

O aumento nos niveis de radiación solar e dos gases de efecto invernadoiro emitidos durante a industrialización reverteron a tendencia ao arrefriamento, dando paso ao que hoxe coñecemos como Quecemento Post-Industrial (QPI) ou de maneira máis xenérica, como Quecemento Global, considerada a etapa climática actual. O seu comezo fíxase a mediados do século XIX (~1850 AD), pero os seus efectos magnifícanse no século XX (Erb et al., 2022) segundo se incrementa a acumulación de gases de efecto invernadoiro (principalmente CH_4 e CO_2) na atmosfera terrestre. Durante décadas foi obxecto de debate na comunidade científica se o cambios nas condicións climáticas dos últimos séculos era causado por factores naturais

ou antrópicos, ata que as evidencia obtidas dende diferentes ramas da ciencia puxeron de manifesto unha importante influencia antropoxénica, moi superior a outros parámetros externos como o forzamento solar (Gray et al., 2010; Ruddiman et al., 2016). En comparación, tanto a taxa como a magnitude do aumento moderno son inusitados en relación cos cambios dos últimos 24 000 anos (Osman et al., 2021). Non obstante, aínda existen dúbidas sobre se as temperaturas actuais son as máis altas do Holoceno, como afirman Bova et al. (2021), fronte a outros estudos (*e.g*. Marcott et al., 2013; Marsicek et al., 2018) que sinalan que as temperaturas medias do último século aínda non superaron outros episodios cálidos do Holoceno, coma o Óptimo Climático. A dificultade para discernir esta dicotomía reside na problemática de comparar o rexistro instrumental moderno (dende o século XIX) con datos de reconstrución paleoclimáticas, cuxa resolución temporal media é de ~150 anos (Erb et al., 2022).

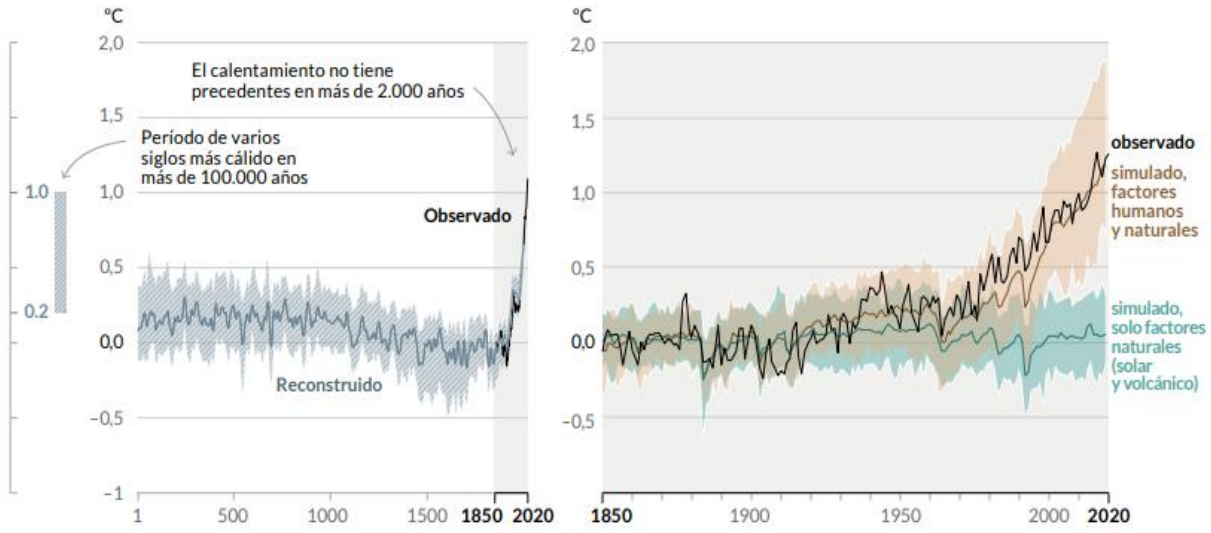


Figura 63: Historia do cambio da temperatura global e causas do quecemento recente. a) Cambios na temperatura global en superficie reconstruída a partir de arquivos paleoclimáticos (liña gris continua, anos 1-2000 AD) e de observacións directas (liña negra continua, 1850-2020 AD). A barra vertical da esquerda mostra a temperatura estimada (rango moi probable) durante o período de varios séculos máis cálido en, polo menos, os últimos 100 000 anos, que se produciu durante o OCH. O sombreado gris con liñas diagonais brancas mostra os rangos moi probables das reconstrucións de temperatura. b) Cambios na temperatura global en superficie durante o QPI (liña negra) en relación con 1850-1900 AD, diferenciando á resposta da temperatura ás forzas impulsoras humanas e naturais (marrón) e só ás forzas impulsoras naturais (actividade solar e volcánica, verde). Fonte: IPCC (2021).

Na sensibilización sobre a problemática da dinámica climática actual, xogou un papel clave o traballo do Grupo Intergobernamental sobre o Cambio Climático, ou en inglés *Intergovernmental Panel on Climate Change* (*IPCC*). Trátase dun organismo internacional dependente das Nacións Unidas, conformado por técnicos e científicos centrados na investigación das causas e os efectos do cambio climático en todo o mundo, examinando e avaliando o corpus científico dispoñible. A súa labor máis salientable é a publicación de informes de avaliación, que sintetiza os últimos avances da ciencia sobre o Cambio Climático e o Cambio Global, permitindo aos encargados das tomas de decisións, gobernamentais e non gobernamentais, unha mellor toma de decisións e a elaboración de estratexias ante os desafíos futuros. Ata o momento, xa se levan publicados un total de seis Informes de Avaliación do IPCC (1990 [ampliado en 1992], 1995, 2001, 2007, 2014, 2023). Os primeiros datos

publicados do sexto informe (IPCC, 2021) indican un aumento da temperatura global dende 1850 AD de ~1,1 ºC. A influencia antrópica é a principal responsable desta tendencia, a través da emisión de gases de efecto invernadoiro (Figura 63). O aumento das temperaturas suporá un retroceso das masas de xeo polares e dos glaciares continentais, que xunto cos efectos estéricos, levará a un aumento no nivel do mar global (Axford et al., 2021). Este aumento cuantifícase en 20 ±5 cm entre 1901 e 2018 AD. As taxas medias de aumento do NMMG foron de 1,3 ±0,7 mm anuais entre 1901 e 1971 AD; incrementándose entre 1971 e 2006 AD a 1,9 ±1 mm/anuais. O último intervalo temporal analizado, entre 2006 e 2018 AD, indica unha tendencia exponencial con respecto ás taxas de subida, ao pasar a 3,7 ±0,5 mm anuais (IPCC, 2021).

Pero os efectos deste novo escenario climático, non só se restrinxe ao aumento das temperaturas e do nivel do mar, senón que producirá unha modificación do patrón climático global, afectado á distribución das precipitacións, a modificación das correntes mariñas ou o aumento dos eventos meteorolóxicos extremos, entre outros; cun impacto directo nos ecosistemas e nas sociedades humanas. Na Península Ibérica, os efectos do QPI escenifícanse cun aumento da temperatura de ~0,1 ºC por década dende comezos do século XX, pero cunha tendencia á acelación dende a década de 1970 (Bilbao et al., 2019; Brunet et al., 2007; Ramos et al., 2011) e un aumento dos eventos extremos (Díaz-Pozo et al., 2023; Pereira et al., 2021). As simulacións climáticas indican que a temperatura global seguirá en aumentando as vindeiras décadas, con tendencia a incrementarse (IPCC, 2021). Quedará por ver se o decrecemento da actividade solar ou os efectos derivados da dinámica actual, como o decaemento da corrente do Golfo, dará comezo a unha fase de arrefriamento no hemisferio norte (Abdussamatov, 2016).

3.1.2.4 Cara o Antropoceno?

A duración do Holoceno esténdese ata o día de hoxe, e existe un gran interese en predicir cando terminaría en ausencia do forzamento antropoxénico. Baseado na analoxía co MIS 19, que ten características orbitais semellantes, o final do interglaciar actual ocorrería dentro dos próximos 1500 anos, podendo ser prolongado polos gases de efecto invernadoiro emitidos pola acción humana (Head & Gibbard, 2015; Tzedakis et al., 2012). As emisión de CO_2 e CH_4 desde mediados do século XVIII, aumentaron a súa concentración atmosférica ata niveis non vistos en polo menos 800 000 anos, e posiblemente, en varios millóns de anos. A actividade humana ten alterado claramente a superficie terrestre, os océanos e a atmosfera, e reordenou a vida na Terra causando, probablemente, o comezo da sexta extinción masiva (Barnosky, 2014; Barnosky et al., 2011; IPCC, 2021; Lewis & Maslin, 2015). Ante esta realidade, en maio do ano 2000 Paul Crutzen e Eugene Stoermer publicaban un artigo boletín do Programa Internacional da Geosfera-Biosfera, titulado: *The "Anthropocene"*, onde se propoñía unha nova época xeolóxica para reflectir o profundo impacto das actividades humanas na Terra, cuxo comezo estaría situado a finais do século XVIII:

> *(...) Tendo en conta estes e moitos outros impactos importantes e aínda crecentes das actividades humanas na terra e a atmosfera, e en todas as escalas, incluídas as globais, parécenos máis que apropiado salientar o papel central da humanidade na xeoloxía e a ecoloxía ao propoñer o uso da termo "Antropoceno" para a época xeolóxica actual. Os impactos das actividades humanas actuais continuarán durante longos períodos. (...) debido ás emisións antropoxénicas de CO_2, o clima pode desviarse significativamente do comportamento natural durante os próximos 50 000 anos. Asignar unha data máis*

> *específica ao comezo do "Antropoceno" parece algo arbitrario, pero propoñemos a última parte do século XVIII, aínda que somos conscientes de que se poden facer propostas alternativas (algúns mesmo poden querer incluír todo o Holoceno) . Con todo, eliximos esta data porque, durante os últimos dous séculos, os efectos globais das actividades humanas fixéronse claramente perceptibles.* (Crutzen & Stoermer, 2000, p. 17)

Este breve artigo, probablemente sen agardar tal repercusión, dará comezo a uns dos debates máis intensos dentro da comunidade científica, máis alá do ámbito das Ciencias da Terra; e incluso o termo *Antropoceno («Humano recente»)* é empregado comunmente polos medios de comunicación e pola sociedade. De feito, esta proposta non tiña como obxectivo principal definir unha nova unidade estratigráfica formal, senón que máis ben pretendía chamar a atención sobre a crecente influencia humana no planeta (Gibbard et al., 2022). O debate sobre a influencia da humanidade sobre a natureza é xa anterior (Davis, 2011; Trischler, 2017). A mediados do século XIX o xeólogo galés Thomas Jenkyn (1854, coma se citou en Trischler, 2017) xa propuxo unha unidade de tempo xeolóxica humana, na cal as rochas poderían denominarse Antropozoicas (*Anthropozoic*). Dúas décadas máis tarde, Antonio Stoppani (1873) empregou o termo *Antropozoico* para referirse á era moderna onde a acción humana comezou a ser significativa e decisiva. A finais do século XX, numerosos investigadores anticiparon a idea do Antropoceno, como o biólogo alemán Hubert Markl (1986) quen se refería á época presente coma *Anthropozoikum.* Na actualidade, o Grupo de Traballo sobre o Antropoceno (*Anthropocene Working Group* [AWG]), dependente da Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS), e polo tanto da IUGS, é o corpo encargado do estudo do Antropoceno e da súa posible adición á Escala de Tempo Xeolóxico (ETX). Para este grupo de traballo, os fenómenos asociados co Antropoceno inclúen: (a) un aumento da erosión e o transporte de sedimentos asociado coa urbanización e a agricultura; (b) perturbacións antropoxénicas marcadas e abruptas dos ciclos de elementos como o carbono, nitróxeno, etc.; (c) cambios ambientais xerados por estas perturbacións, incluído o quecemento global, o aumento do nivel do mar, a acidificación dos océanos e a expansión das "zonas mortas" oceánicas; (d) cambios rápidos na biosfera tanto en terra como no mar, resultado da perda de hábitat, depredación, explosión de poboacións de animais domésticos e invasións de especies; (e) proliferación e dispersión global de moitos novos materiais, incluídos o formigón, os plásticos e os "tecnofósiles". Moitos destes cambios persistirán durante milenios, e están a alterar a traxectoria do Sistema Terrestre, algúns con efecto permanente, que se están a reflectir nun corpo distintivo de estratos xeolóxicos con potencial para ser preservados nun futuro (AWG, 2023; Zalasiewicz et al., 2017).

- **O comezo do Antropoceno: do temperá ao recente**

O Antropoceno é unha idade xeolóxica informal e indefinida, pois a súa duración, rango e definición está aínda en debate (Head & Gibbard, 2015; Gibbart et al., 2022). Oficialmente aínda vivimos dentro da Idade Megalaiense, pertencente á Época do Holoceno (Cohen et al., 2022). Para ser definida como idade xeolóxica formal, precisa dun límite xeocronolóxico (*Global Standard Stratigraphic Age* [GSSA]), un cronoestratigráfico (*Global Boundary Stratotype Section and Point* [GSSP]) ou unha combinación de ambos. Non obstante a definición dun GSSP é unha cuestión básica para a aceptación dunha nova etapa xeolóxica (Gibbard et al., 2022). Este estratotipo debe reflectir un cambio substancial no sistema da Terra, de modo que a natureza física e química dos depósitos e o seu contido fósil sexa

claramente diferentes. Este límite de tempo estratigráfico, por arbitrario que sexa, debe ser singular, globalmente sincrónico e comunmente entendido, na medida do posible (Waters et al., 2016; Zalasiewicz et al., 2015, 2017). O GSSP do Antropoceno debería referenciar unha idade moi precisa, ao tratarse dun evento moi recente a escala xeolóxica que se entende ata o presente, polo que a súa formalización tamén debería integrar implicitamente unha visión de futuro (Lewis & Maslin, 2015). Durante as últimas dúas décadas, téñense proposto diferentes momentos para establecer o comezo do Antropoceno:

- Hipótese antropoxénica temperá: Existen diferentes propostas para definir a base do Antropoceno ao comezo do actual interglaciar (correspondente co Holoceno Inferior) en base ao impacto do inicio e extensión da agricultura (~11 000 - 8000 BP). O carácter diacrónico e difuso deste evento impide que poida seleccionarse un GSSP (Lewis & Maslin, 2015; Ruddiman et al., 2015; Zalasiewicz et al., 2015). Outra proposta encadraríase trala revolución neolítica (Trischler, 2017) situando o límite cronoestratigráfico en 5020 BP, coincidindo coa concentración mínima de CH_4 (Metano) na atmosfera durante o Holoceno, segundo os datos obtidos nas sondaxes de xeo en Groenlandia (GRIP 59, *Greenland ice core project*) (Blunier et al., 1995).
- *Orbis Spike* (1610 AD): Esta proposta de Lewis & Maslin (2015) situaría o inicio do Antropoceno no ano 1610 ±15 AD, coincidindo co mínimo de CO_2 durante os últimos 2000 anos (Macfarling Meure et al., 2006), momento dende o cal comezaría unha tendencia positiva, incrementada nos últimos 150 anos. A nivel histórico, este momento coincidiría co inicio da globalización tras o descubrimento de América e a colisión entre o Vello e o Novo Mundo, de aí a denominación de *Orbis* ("Mundo" en latín) para este estratotipo.
- Erupción do Tambora (1815 AD): A explosión do volcán Tambora (Indonesia) en 1815 supuxo un breve arrefriamento global. O material expulsado levou a un pico de aerosois de xofre atmosféricos, recoñecible nos núcleos de xeos polares, podendo ser empregado como marcador cronoestatigráfico para o Antropoceno (Bostock et al., 2015; Smith, 2014).
- Finais do século XVIII: Crutzen & Stoermer (2000) propuxeron orixinalmente que o comezo do Antropoceno debería situarse co comezo da Revolución Industrial e a invención da máquina de vapor de James Watt en 1782. A elección desta data vincúlase cun aumento marcado dos gases de efecto invernadoiro, principalmente CO_2, CH_4 e N_2O (Crutzen, 2006). Non obstante, esta elección carecía dun GSSP válido para a súa designación estratigráfica formal (Ruddiman et al., 2015).
- A Gran Aceleración, mediados do século XX: Tras a Segunda Guerra Mundial a activade humana sobre o sistema terrestre aumenta notablemente. A partir da década de 1950 (Figura 64) comeza un crecemento socieconómico dunha magnitude moi superior a calquera outro momento da historia humana, que tamén tivo un impacto directo no Sistema Terra, denominado Gran Acelación (Head et al., 2022a, c; Steffen et al., 2007, 2015). Un dos exemplos máis paradigmáticos deste efecto da actividade antrópica son as explosións nucleares. O 16 de xullo de 1945 foi detonada, no deserto de Novo México, a primeira bomba atómica da historia, emitindo isótopos radioactivos á atmosfera que se esparexeron e

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

depositaron no rexistro sedimentario, sendo unha sinal ineludible da actividade antrópica (Steffen et al., 2015). En cambio Lewis & Maslin (2015) propoñen como GSSP para a Gran Aceleración o pico de ^{14}C atmosférico de 1964 identificado nos aneis dun *Pinus sylvestris* en Polonia, derivado dunha maior actividade nuclear (Rakowski et al., 2013).

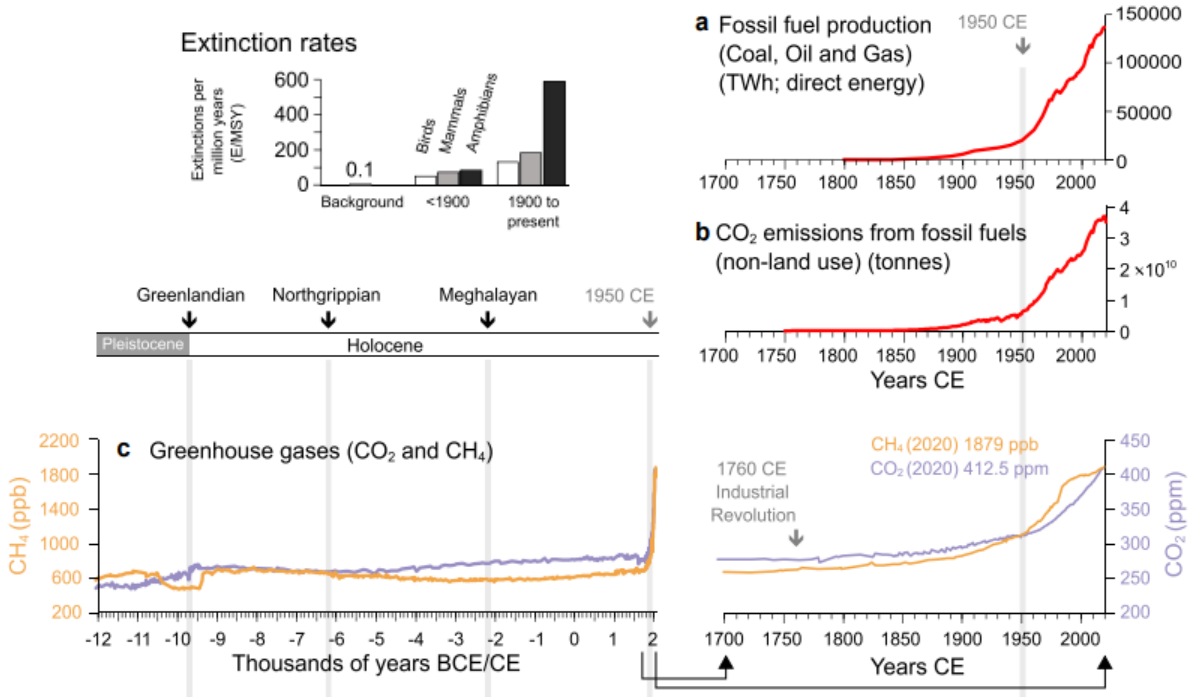


Figura 64: Sinais da Gran Aceleración a partir de medidos do século XX. a) Consumo de combustibles fósiles (TW/h). b) Emisións de CO_2 de combustibes fósiles (t). c) Niveis de CO2 (ppm) e CH4 (ppb) na atmosfera. d) Taxas de extinción de especies (número de extincións por cada millón de especial ao ano). Modificado de Head et al. (2022c).

De todas as propostas, a que goza dunha maior aceptación no eido científico é a relativa á Gran Aceleración de mediados do século XX, por reflectir os cambios máis pronunciados e posuír unha maior sincronía global (Barnosky, 2014; Gibbard & Lewin, 2016; Head & Gibbard, 2015; Head et al., 2022a, 2022b, c; Lewis & Maslin, 2015; Waters et al., 2018, 2022; Zalasiewicz et al., 2015, 2017). Neste senso, Steffen et al. (2015) sinalan que todas as propostas de inicio para o Antropoceno, o comezo da Gran Aceleración é, con moito, o máis convincente desde a perspectiva científica do sistema terrestre, pois só despois de mediados do século XX hai unha evidencia clara de cambios fundamentais no Sistema da Terra, máis aló do rango de variabilidade do Holoceno, e que están impulsados polas actividades humanas e non pola variabilidade natural. As tendencias socioeconómicas, en referencia á Gran Aceleración, non son estritamente relevantes para a súa definición como unidade cronoestratigráfica, pero proporciona un marco narrativo para o concepto de Antropoceno, ao ser un reflexo da actividade humana que perturbou significativamente os sistemas terrestres, do mesmo xeito que o impacto de asteroides alterou dramaticamente o Sistema Terra durante o límite Cretáceo-Paleóxeno fai 66 Ma (Head et ao., 2022a). Marcar o inicio do Antropoceno en 1945, cando tivo lugar a primeira proba de bomba atómica, sería "estratigráficamente óptimo", ao garantir un horizonte-marcador distintivo nos núcleos de xeo, nos sedimentos

oceánicos e lacustres e nos solos. Polo tanto, os depósitos do Antropoceno serían aqueles que poden incluír unha sinal primaria de radionúclidos artificiais distribuída globalmente, mentres que tamén se recoñecen utilizando unha ampla gama doutros criterios estratigráfico. Esta opción enfróntase a un intenso escrutinio por parte dos científicos que estudan a longa historia dos grandes e profundos efectos humanos neste planeta (Zalasiewicz et al., 2015). Non obstante, existe o perigo potencial de que calquera definición sobre o límite do Antropoceno supoña unha división na comunidade científica (Head & Gibbard, 2015). A elección dunha data temperá pode axudar a "normalizar" o impacto da actividade antrópica sobre o medio (Lewis & Maslin, 2015), mentres que adoptar unha data recente, ignora as transformacións humanas xeneralizadas durante miles de anos, como a agricultura ou os comezos da industrialización, con profundos efectos na atmosfera, o clima e a biodiversidade. Neste sentido, recóllese a reflexión de Ruddiman et al. (2015):

> *Realmente ten sentido definir o comezo dunha era dominada polo ser humano milenios despois de que a maioría dos bosques nas rexións cultivables talláronse para a agricultura, a maioría dos arrozais se irrigaron e as concentracións de CO_2 e CH_4 aumentaron debido ás emisións agrícolas e industriais? E ten sentido elixir un momento case un século despois de que a maior parte das praderías e pasteiros esteparios da Terra fosen arados e plantados? Xuntas, a talla de bosques e a conversión de pasteiros son, con moito, as dúas transformacións espaciais máis grandes da superficie da Terra na historia humana. Desde este punto de vista, a elección "estratigráficamente óptima" de 1945 como o comezo do Antropoceno non cualifica como "ambientalmente óptima".* (p. 39)

Estes efectos derivados da actividade antrópica pre-industrial non foron globais nin sincrónicos, polo tanto non encaixarían facilmente nunha fase global estandarizada (Gibbard & Lewin, 2016; Lewis & Maslin, 2015). O vínculo conceptual entre ou Antropoceno e a Gran Aceleración foi empregado polo AWG para determinar cando debería situarse o seu comezo (Zalasiewicz et al., 2015). Unha votación vinculante do AWG en maio de 2019 abordou dúas preguntas críticas: *debería tratarse o Antropoceno como unha unidade cronoestratigráfica formal definida por un GSSP?* e *debería ser a guía principal para a base do Antropoceno unha das sinais estratigráficas ao redor dá metade do século XX?* Ambas cuestións foron contestadas afirmativamente por unha ampla maioría (Head et al., 2022a; Waters et al., 2022).

- **O rango do Antropoceno: do evento informal á xénese dunha nova época**

Unha vez analizado as posibles datas de inicio do Antropoceno, queda a cuestión do rango como unidade da Escala de Tempo Xeolóxico (ETX). Hai varias posibilidades teóricas para o rango xeocronolóxico, incluído o de idade, época, período ou era. Trátase dunha cuestión importante e complexa, pois podería alterar significativamente a ETX actual. Segundo Zalasiewicz et al. (2017) moitos cambios asociados ao Antropoceno xa superan a variabilidade natural tanto do Holoceno como do Cuaternario. Estes inclúen cambios nos niveis atmosféricos de CO_2, CH_4 e N_2O, e cambios nas proporcións de isótopos estables de carbono. Outros cambios, como o aumento da temperatura e do nivel do mar, superan a variabilidade climática do Holoceno pero non do Cuaternario. Ademais, os patróns estratigráficos seguen evolucionando a un ritmo xeoloxicamente moi veloz (*e.g*. a presenza de plástico é un patrón novo na historia da Terra). Head et al. (2022c) sinalan que os cambios acontecidos dende a década de 1950 teñen unha magnitude superior ás oscilacións climáticas

empregadas para a subdivisión tripartita do Holoceno, e en moitos caos, rivalizan ou mesmo superan aos cambios asociados á transición Plistoceno-Holoceno. Polo tanto existe unha notable evidencia para que o Antropoceno suceda ao Holoceno como época xeolóxica actual. Pola súa parte, Waters et al. (2016) suxiren que o Antropoceno debe ser unha época xeolóxica separada do Holoceno, pois as sinais estratigráficas dende mediados do século XX son completamente novas con respecto ás atopadas no Holoceno e en épocas preexistentes. Ademais, a maioría dos forzamentos próximos destas sinais están a acelerarse actualmente. Estes atributos, distintivos do rexistro xeolóxico recente, apoian a formalización do Antropoceno como unha entidade estratigráfica equivalente a outras épocas xeolóxicas formalmente definidas. Na mesma liña, Lewis & Maslin (2015) aseveran que a definición do Antropoceno como época é razoable, en tanto que a actividade humana agora é global, ademais de ser a causa principal dos cambios ambientais contemporáneos, e cuxo impacto será observable no rexistro estratigráfico futuro. En contraposición, Head & Gibbard (2015) sinalan que se o Antropoceno se definise como época, suporía o truncamento da serie do Holoceno, polo que sería preciso discriminar entre as dúas no estudo dos depósitos, o cal, non sería práctico (ou posible) en moitos casos. Por ese motivo, expoñen que o rango de idade sería o máis recomendable en caso de que se formalizase, pois mantería o Holoceno coma un contexto útil, completo e histórico. No caso de que o Antropoceno fose definido con rango de idade, precisaría incluír a terminación *-ense* (*-ian*, en inglés) na súa denominación, ao igual que o resto de idades da ETX. Gibbard et al. (2022) engaden ademais que o nome das idades fai referencia ao lugar onde se localiza o GSSP que as define, polo tanto, seguindo os estándares actuais, o termo *Antropoceno* tería que mudar.

Aínda que a maioría do debate concéntrase entorno á rango xeocronolóxico, existen outras propostas para definir o Antropoceno. Por exemplo Bacon & Swindles (2016) consideran que límites xeolóxicos anteriores asociados con extincións masivas, aumentos no CO_2 atmosférico e aumentos na temperatura global asócianse máis xeralmente con transicións entre períodos xeolóxicos. Isto suporía que debería ser formalizado con rango de período, poñendo fin ao período Cuaternario. Con todo, isto baséase en futuribles, en lugar dunha avaliación actual da situación. Moitos parámetros clave do sistema terrestre permanecen dentro dos intervalos de variación cuaternaria, e na actualidade non existe un argumento claro para que o período Cuaternario finalice (Head et al., 2022a). Pola contra Ruddiman et al. (2015) apostan por empregar o Antropoceno como un termo informal, que recollería a historia das transformacións de orixe antropoxénica, evitando así o confinamento imposto pola súa formalización. Recentemente ten aparecido un novo enfoque que aposta por definir o Antropoceno como un "evento xeolóxico en curso", de carácter informal, sen translación directa á ETX, pero que non supón unha perda de transcendencia dentro da Historia da Terra (Bauer et al., 2021; Edwards et al., 2022; Gibbard et al., 2021, 2022). Non se trata dunha cuestión menor, pois está defendida por algúns dos membros da propia AWG. Definir o Antropoceno como un evento xeolóxico en curso pode reflectir máis fielmente a realidade das interaccións humano-ambientais históricas e en curso, así como os diversos procesos sociais e ambientais que caracterizan o cambio global antropoxénico. Os eventos xeolóxicos esténdense por intervalos de tempo consistentes nun rango de escalas espaciais, pero tanto os límites litoestratigráficos ou bioestratigráficos que marcan o inicio e a terminación, poden ser diacrónicos. Por tanto, o Antropoceno coma evento xeolóxico incorpora máis eficazmente os efectos culturais e ambientais antropoxénicos, podendo aplicarse máis facilmente en diferentes contextos académicos, facilitando a comunicación entre as ciencias da terra e as ciencia sociais e humanidades.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Este evento xeolóxico proposto é principalmente un concepto interdisciplinar, que describe un intervalo transgresor no tempo (diacrónico) que abarca miles de anos de desenvolvemento e impacto humano. Este punto de vista contrasta notablemente coa definición formal proposta para o Antropoceno, enmarcada por unha serie isócrona de eventos globais, que rexistran unha transición do Sistema Terra a un novo estado no que moitos parámetros atópanse fóra do rango de variabilidade do Holoceno (Waters et al., 2022). Aínda que ambas interpretacións do Antropoceno (como época ou como evento xeolóxico en curso) son moi diferentes, poderían ser complementarias (Head et al., 2022b). Nesta liña Waters et al. (2022) propoñen o recoñecemento dun "Episodio de modificación antropoxénica" equiparable á proposta de evento xeolóxico (Bauer et al., 2021; Gibbard et al., 2021, 2022). Este episodio estaría fora da cronoestatigrafía formal, e sería indicativa dos cambios causados pola actividade humana ata o presente. Recoñecer este episodio permitiría eliminar a ambigüidade no uso do Antropoceno, pois este sería definido (de forma complementaria ao propio episodio) como época dento da ETX, cuxa base debería situase a mediados do século XX, poñendo fin ao Holoceno (Waters et al., 2022).

- **O futuro do Antropoceno: da formalización á utilidade.**

Definir calquera unidade da ETX só é posible utilizando evidencias no rexistro xeolóxico e paleoambiental. Os cambios no estado do sistema terrestre a miúdo brindan a oportunidade para xustificar a introdución dunha nova unidade de tempo xeolóxico. A Gran Aceleración ofrece unha xustificación para a formalización do Antropoceno, grazas a unha multitude de sinais indeleblemente conservadas no rexistro xeolóxico (Head et al., 2022a). De feito, non recoñecelo formalmente significaría que a ETX apartaríase da realidade xeolóxica observada (Head et al., 2022b). A opinión maioritaria dentro do AWG sostén que o Antropoceno é estratigraficamente real e recomenda a formalización no rango de serie/época, cuxa base estaría situada a mediados do século XX (Táboa 7), coincidindo coa Gran Aceleración (Head et al., 2022a; Zalasiewicz et al., 2015, 2017).

Táboa 7: Proposta de división do Cuaternario coa inclusión do Antropoceno con rango de serie/época. Modificado de Zalasiewicz et al. (2017).

Período	Época	Subépoca	Idade[1]	Comezo de cada idade (Ma)
Cuaternario	Antropoceno		*pendente de asignar*	Mediados do s. XX
	Holoceno	Superior	Megalaiense	0,0042
		Medio	Norgripiense	0,008276
		Inferior	Groenlandense	0,0117
	Plistoceno	Superior	Etapa 4	0,129
		Medio	Chibanense	0,774
		Inferior	Calabrense	1,8
			Xelasiense	2,58

Nota[1]: A nomenclatura das Idades están adaptadas ao galego, pois non existen equivalentes oficiais.

Actualmente estase a traballar nunha proposta formal baseada na selección dun GSSP apropiado (Figura 65), así como estratotipos auxiliares. Entre a variedade de indicadores indirectos que poderían usarse como marcador primario, os radionucleidos antropoxénicos

asociados coas probas de armas nucleares son os máis prometedores. Os posibles marcadores secundarios inclúen plástico, patróns de isótopos de carbono ou cinzas industriais. Todos estes indicadores teñen un excelente potencial de correlación global ou case global nunha ampla variedade de corpos sedimentarios, tanto mariños como non mariños (Zalasiewicz et al., 2017).

Segundo Zalasiewicz et al. (2017) non hai garantía de que unha potencial proposta sexa aceptada, pois a ETX debe permanecer o máis estable posible, para que os científicos poidan comunicarse a nivel global e entre xeracións. O proceso de toma de decisións asociado con calquera cambio potencial é, polo tanto, rigoroso e conservador, e precisa do voto dunha maioría cualificada para a súa aceptación nas etapas de votación. A proposta elaborada polo AWG debera ser aprobada en primeira instancia pola Subcomisión de Estratigrafía Cuaternaria (*Subcommission on Quaternary Stratigraphy)*, en segunda instancia pola Comisión Internacional de Estratigrafía (*International Commission on Stratigraphy*) e finalmente ratificada pola Unión Internacional de Ciencias Xeolóxicas (*International Union of Geological Sciences* [IUGS]) para poder formalizarse (Gibbard et al., 2022; Lewis & Maslin, 2015). Se a futura proposta do AWG é aprobada, suporá o fin da época do Holoceno e a idade Megalaiense respectivamente, e o Antropoceno pasará a constituír a terceira época do período Cuaternario (Head et al., 2022a).

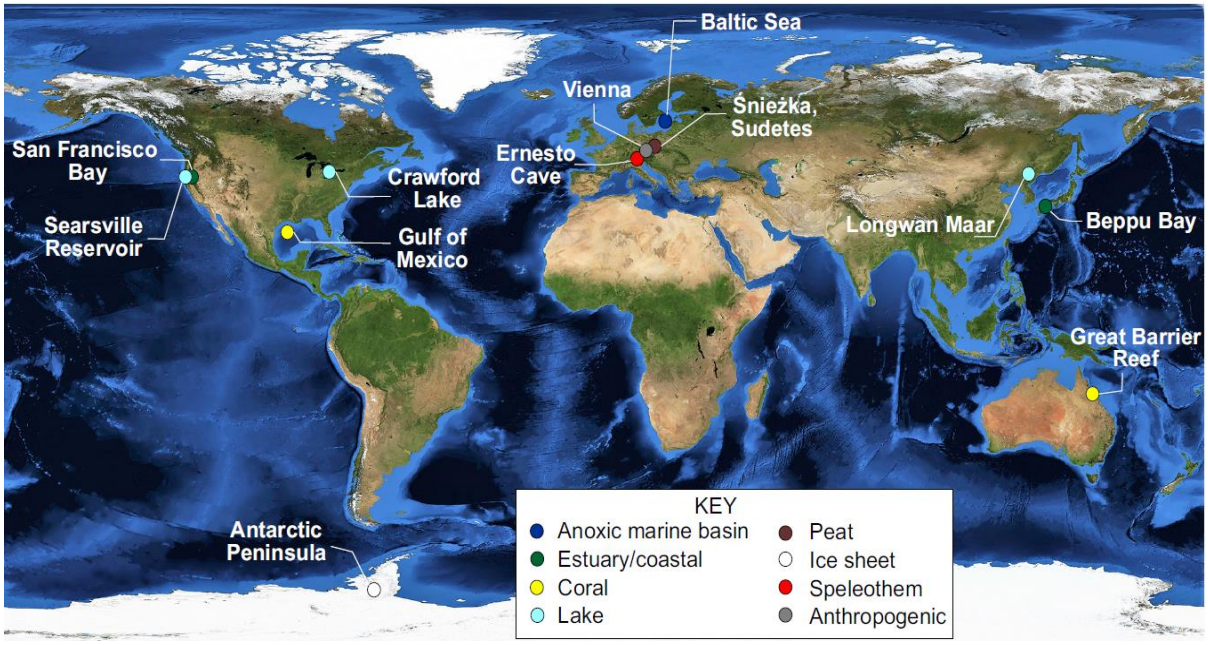


Figura 65: Localización e natureza dos candidatos a GSSP do Antropoceno (actualmente baixo investigación). Fonte: Head et al. (2022a).

Independentemente do proceso formal, o que semella claro e que os seres humanos están a operar como un importante axente xeolóxico a escala planetaria, modificando os patróns do Sistema Terra, algúns deles de maneira irreversible. Segundo Zalasiewicz et al. (2017) isto implicaría que o Holoceno xa non é válido ante a magnitude do cambio. Porén esta afirmación non é unánime na comunidade das xeociencias. Algúns autores afirman que a influencia humana *per se* non pode ser o único elemento que xustifique a formalización do Antropoceno, pois dito aspecto xa está incluído no Holoceno (Lewis & Maslin, 2015; Walker et al., 2015). Mentres que Gibbard et al. (2022) dubidan de como a comunidade científica acollería a

formalización dunha nova serie/época na que o límite inferior se base nos subprodutos radioxénicos das armas nucleares. Finney (2014) cuestiona a utilidade do Antropoceno nun sentido estratigráfico, por ser unha unidade demasiado recente e pola súa dificultade para diferenciala do Holoceno cartograficamente. Suxire, ademais, que o debate suscitado sobre o Antropoceno, ten un carácter máis político que estratigráfico (Finney & Edwards, 2016), e incluso tense sinalado que o concepto de Antropoceno podería ser máis útil nalgunhas ciencias sociais e humanidades, que como unidade de tempo estratigráfico (Finney, 2014; Head & Gibbard, 2015). Inclusive os propios Zalasiewicz et al. (2015) admiten que a brevidade do rango temporal que abarcaría podería cuestionar a súa necesidade formal. Non obstante, a aceleración dos procesos de erosión e sedimentación provocada pola actividade humana permite que exista un rexistro sedimentario sustancia e claramente diferenciable que xustifique a súa formalización como época na ETX.

Mais alá do debate e da súa posible formalización, é innegable que o termo *Antropoceno* está moi arraigado na comunidade científica, máis alá das ciencias da terra, e incluso na sociedade, polo que o termo seguirá en uso aínda que sexa informalmente para recoñecer o impacto da actividade antrópica (Gibbard et al., 2022; Head & Gibbard, 2015; Ruddiman et al., 2015). Nesta liña Barry & Maslin (2016) sosteñen que o Antropoceno non se trata só dunha unidade de tempo xeolóxico senón dun signo de necesidade dun novo paradigma de gobernanza ambiental global, onde a humanidade debe asumir a responsabilidade sobre o seu impacto na Terra. Non en balde, o poder que exercen os humanos é diferente a calquera outra forza da natureza, porque as súas accións son reflexivas, e polo tanto, poden modificarse. Ademais, a súa simple formalización marcaría un cambio fundamental na relación dos humanos e o Sistema Terra, ao asumir a súa influencia directa (Lewis & Maslin, 2015). O debate en torno ao Antropoceno inclúe diferentes campos do coñecemento, pero para que a súa definición sexa rigorosa, esta debe pivotar sobre a perspectiva das ciencias da terra, evitando súa politización, pero sen que isto supoña unha división entre as xeociencias, por un lado, e as ciencias sociais e humanidades, por outro (Barry & Maslin, 2016). Tampouco está claro se a estratigrafía, como disciplina encargada da Táboa Cronoestratigráfica Internacional, ten por si soa, a capacidade para definir formalmente o Antropoceno (Lundershausen, 2018), máis aínda cando se está a producir unha aceleración dos procesos xeomorfolóxicos e das taxas de erosión/sedimentación (Cendrero et al., 2022; Syvitski et al., 2022). Porén aínda non está claro como será a súa evolución, polo que sería prudente deixar que as xeracións futuras decidan, en retrospectiva, como se define o Antropoceno, admitindo que actualmente, estamos nunha transición cara el (Wolff, 2014).

3.1.3 AS VARIACIÓNS DO NIVEL DO MAR

O elevado dinamismo do litoral está tamén relacionado cos cambios do nivel do mar, pois a liña costeira non sempre se atopou na mesma posición que ocupa no presente. As variacións do nivel relativo do mar e os movementos corticais dos continentes producen que a liña costeira fose mudando durante os últimos milleiros de anos. Non obstante, a magnitude destes cambios é dificilmente apreciable na escala de tempo da vida humana, levando a que a maioría dos observadores e científicos antigos consideraran que o nivel do mar se mantiña estable (Pirazzoli, 1996). Os precursores de conceptos modernos como a isostase ou a eustasia atopámolos na Antigüidade Clásica. A comezos do século I AD, o xeógrafo grego Estrabón recollía na súa *Xeografía (Geōgraphiká)* (s.d.) as observacións de Eratóstenes de Cirene e de Xanthus de Lidia sobre a existencia de niveis de cunchas e fósiles mariños en cotas moi

superiores ao nivel do mar e a miles de quilómetros da costa, interpretando que eses terreos foran ocupados anteriormente polo mar. Estrabón concorda con estas reflexións e sinala que a existencia destas evidencias mariñas en ambientes non costeiros débese a cambios no nivel do mar e a variacións continentais.

Tras os precursores clásicos, non sería ata finais do medievo cando se recupera o interese pola reflexión sobre a posición do mar e da terra emerxida. Desta etapa cabe destacar a obra *Questio de aqua et terra* de Dante Alighieri (1320), quen intenta rachar coa visión aristotélica e teolóxica que dominaban na época, engadindo reflexións de carácter empírico (Iommi, 2014). A Idade Moderna trouxo consigo a implantación do método científico experimental, sentando as bases da ciencia moderna. Aínda que as primeiras medicións do nivel do mar coñecidas remóntanse a 1682 en Amsterdam, 1732 en Venecia e 1774 en Estocolmo, a falta de tecnoloxía non permitiu que se levasen a cabo estudos de reconstrución do nivel do mar no pasado ata o século XX (Pirazzoli, 1996; Simms et al., 2007). O desenvolvemento da altimetría satelital a partir da década de 1970 supuxo un salto significativo, ao proporcionar o nivel do mar absoluto respecto a un marco de referencia terrestre (Douglas, 2001; García-García, 2006). O primeiro Informe de Avaliación do Panel Intergubernamental do Cambio Climático (IPCC) (Warrick & Oerlemans, 1990) sentou as bases da compresión actual sobre o cambio do nivel do mar na época industrial, incluíndo como principais causas a expansión térmica e a deglaciación derivadas do aumento da temperatura global. Tamén se proxectou que a magnitude dos cambios non sería homoxénea en todo o planeta, e que as taxas de incremento continuarían moito despois da redución de emisións dos gases de efecto invernadoiro.

3.1.3.1 Os conceptos de Nivel do mar absoluto e Nivel do mar relativo

A maioría das investigación sobre o nivel del mar tenden a ser pragmáticas, onde interesa máis os resultados que a teoría e a metodoloxía. Porén, á hora de estudar estas variacións débese ter en consideración o elevado marxe interpretativo ao que está suxeito, derivado da dificultade para verificar ou replicar as interpretacións realizadas. Por ese motivo, resulta fundamental que nos traballos de reconstrución do nivel do mar inclúan os datos empregados, para que futuras investigacións poidan ofrecer interpretacións alternativas ou de maior precisión (Shennan et al., 2015). O interese crecente por estes estudos semella estar relacionado co aumento global do nivel do mar relativo durante os dous últimos séculos, consecuencia dun quentamento global inducido pola actividade humana (Shum et al., 2001), e que representa un dos desafíos máis importantes aos que se enfrontan as comunidades costeiras de cara ao futuro (Brain, 2016; Church et al., 2010, 2013; García-Artola et al., 2018; Körper et al., 2013).

A superficie do mar semella ser plana en contraste coa complexa topografía continental. Non obstante, a superficie do mar lonxe de ser estable, está sometida a constantes variacións producidas polas ondas, as mareas, o vento, os cambios de presión atmosférica, a temperatura ou a salinidade. Se filtramos e calculamos a media destas variacións, obtemos un valor estable coñecido como Nivel Medio do Mar (NMM) (*Mean Sea Level*), que si pode ser empregado como valor de referencia para un período e lugar determinado (Douglas, 2001; Pirazzoli, 1996). Na maioría dos casos, cando empregamos o concepto *nivel do mar* como referencia, estamos referíndonos en realidade ao NMM. Para referirnos ao nivel do mar a escala planetaria, a bibliografía científica acostuma empregar o concepto de Nivel Medio do Mar Global (NMMG).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

A nivel terminolóxico, os conceptos de *nivel do mar* (absoluto) e Nivel do Mar Relativo (NMR) (*Relative Sea Level*) son empregados de maneira imprecisa, inclusive na literatura científica. Shennan et al. (2015) afirma que o nivel do mar é relativo en dous aspectos: a elevación relativa á superficie continental emerxida e a elevación relativa ao presente. Esta dicotomía espacial-temporal levou a crear certa ambigüidade no emprego de ambos termos. Autores como Mitrovica & Milne (2003) tentan dilucidar a definición de ambos concentos dende un punto de vista xeométrico, permitindo que o seu uso poida estandarizarse a nivel global. Coa finalidade de diferenciar ambos conceptos de forma nítida e sintética, definen o nivel do mar absoluto como a altura da superficie dos océanos (atendendo ás variacións xeoidais) en relación a unha referencia xeocéntrica como o elipsoide de referencia ou o centro da Terra, obtidos por altimetría satelital ou mareógrafos controlados por GNSS (*Global Navigation Satellite System)* (Kopp et al., 2015; Weisse et al., 2021). Namentres o NMR indica a altura da superficie dos océanos en relación coa superficie continental (emerxida) actual. A diferencia do nivel do mar absoluto, o NMR está influenciado tanto polas variacións na altura da superficie oceánica como polo levantamento ou afundimento continental. Non obstante, a nivel local, o NMR pode diferir considerablemente do valor medio global, e inclusive, manter dinámicas contrarias, pois non todos os factores que definen as súas variacións teñen carácter global (Church et al., 2010; García-Artola et al., 2018; Rovere et al., 2016b; Spada & Galassi, 2016).

Por último, introducimos o concepto de *punto índice* (*Index Point*), o cal fai referencia a unha estimación do NMR para un lugar e momento determinado, podendo ser considerado como tal unha característica da paisaxe, un fósil ou un nivel sedimentario, entre outros, sempre que a súa cota poida ser vinculada cun nivel do mar anterior (Benjamin et al., 2017). Un conxunto de puntos índices pode empregarse para estimar as taxas de cambio ou as tendencias do NMR a diferentes escalas (local, rexional ou global) nun intervalo temporal determinado (García-Artola et al., 2018; Shennan, 2015).

3.1.3.2 Causas

Os cambios substanciais no nivel do mar están asociados a variacións no volume da auga dos océanos e das condicións climáticas, cuxos efectos non son uniformes (Kopp et al., 2015). Nas tres últimas décadas as taxas medias de aumento do NMMG son de ~3 mm anuais, case o dobre que a media do século XX (~1,8 mm/ano) (Church et al., 2013; Douglas, 2008; Frederikse, et al., 2020; Gornitz, 2001; Nicholls, 2011; Shum et al., 2001; Spada & Galassi, 2016; Peltier, 2001). Debemos ter en conta que a maioría dos estudos sobre os cambios no nivel do mar teñen carácter relativo, xa que os resultados que ofrecen son con respecto á superficie continental actual. Dende o século XIX, os únicos datos dispoñibles eran os obtidos polos mareógrafos, non obstante, os datos facilitados poden estar influenciados por movementos verticais no terreo, e por factores climáticos e oceánicos. Estas limitacións foron superadas grazas ao emprego de medicións por satélite, que permiten ofrecer un valor absoluto do nivel do mar respecto a un marco de referencia terrestre. A pesares de que os avances tecnolóxicos permiten a súa monitorización, non é posible a súa aplicación de maneira retroactiva, polo que o estudo da evolución do nivel do mar no pasado segue a ter un carácter relativo (García-García, 2006; Tel, 2007). A complexidade das variables que afectan ao estudo do nivel do mar implica que non sexa sinxelo cuantificar as súas flutuacións a través do tempo. Por iso é necesario ter presente os procesos xeofísicos e antrópicos que teñen unha indecencia significativa.

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Mörner (1976, 1977) definiu os factores que controlaban as variacións do NMR, diferenciando entre os que afectaban ao continente como ás masas oceánicas (Figura 66). As áreas continentais estarían afectadas polos movementos corticais (tectónica e isostase) e pola compactación local; mentres que as variacións nas masas de auga sería resultado de cambios eustáticos (glaciais, tectónicos e xeoidais) e por factores locais (meteorolóxicos, hidrolóxicos e oceanográficos). Mediato (2016) sinala as variacións do NMR na Península Ibérica durante o período Cuaternario débese principalmente a cambios eustáticos, e en menor medida, ás variacións isostáticas.

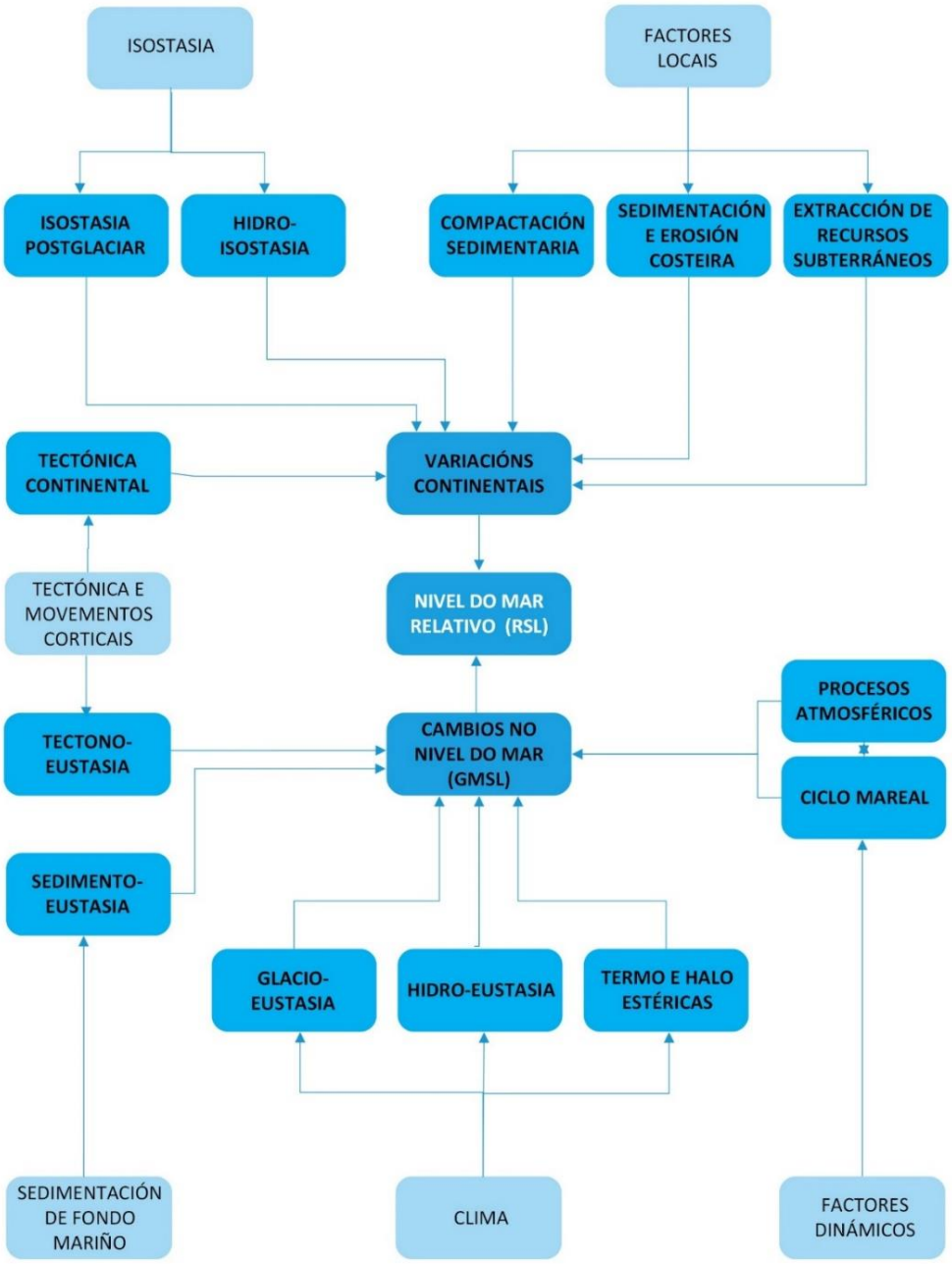


Figura 66: Factores e procesos que interveñen nos cambios no nivel do mar. Baseado en Mörner (1976).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.1.3.3 Factores eustáticos

Aínda que Suess (1885) introduciu o concepto de *cambios eustáticos* para referirse ás variacións da superficie do mar, foi Fairbridge (1961) quen definiu a eustasia como os cambios GMSL de igual signo e coetáneos. Ata mediados do século XX, considerábase que estes cambios no nivel do mar tiñan carácter global, uniforme e simultáneo (Pirazzoli, 1996; Zazo, 2006). Posteriormente, as novas interpretación que rexeitaban o carácter global e simultáneo, levou a Mörner (1986) a propoñer unha redefinición do concepto *eustasia*, o cal se interpretaría simplemente como calquera cambio no nivel do mar (salvo os e carácter dinámico), independentemente da súa causalidade. Os rexistros xeolóxicos en diferentes partes do mundo suxiren unha forte correlación entre os ciclos orbitais e as flutuacións eustáticas do nivel do mar (Fragoso et al., 2022), as cales presentan un carácter global, e son independentes dos factores locais e dinámicos. Entre os factores eustáticos, pódese diferenciar aqueles impulsados por forzamento climático (glacio-eustasia, hidro-eustasia, variacións termoestéricas e haloestéricas), por efecto das forzas xeolóxicas (tectono-eustasia e sedimento-eustasia) ou por variacións gravitatorias (eustasia xeoidal).

- **Tectono-eustasia e Sedimento-eustasia**

A tectono-eustasia é definida por Mörner (1986) como os cambios no volume das cuncas oceánicas. A incidencia da tectono-eustasia como do sedimento-eustasia nas variacións do nivel do mar é escasa en períodos curtos, pois precisa millóns de anos para variar o NMMG significativamente, con taxas relativamente baixas (~0,1 mm anuais ou menos) (Kopp et al., 2015; Rovere et al., 2016b). Non obstante, en escalas de tempo máis longas, os efectos dos fluxos do manto vinculados á tectónica de placas, coñecidos como topografía dinámica do manto, xeran taxas de levantamento ou afundimento da codia de ata 10 cm por milenio, inclusive en marxes continentais pasivos (Kopp et al., 2015). Outros factores como os terremotos ou a actividade volcánica, poden producir movemento tectónicos verticais significativos en intervalos temporais breves (Vacchi et al., 2016). Moucha et al. (2008) sinalan que estes factores son globalmente sincrónicos, e poden interpretarse como reflexo das variacións da expansión das dorsais oceánicas. Segundo esta premisa, un aumento (diminución) na taxa de expansión conduce a unha topografía media máis elevada (más baixa) das cuncas oceánicas, provocando cambios no NMMG. Da mesma forma, o incremento (diminución) das taxas de subdución das placas tectónicas poden supoñer variacións topográficas. O recheo sedimentario tende a reducir o volume das bacías oceánicas, mentres que a subsidencia tende a aumentalo (Mörner, 1986).

A transferencia e compactación de sedimentos son particularmente importantes nas áreas deltaicas, podendo ser o factor eustático principal nestas áreas localizadas. Porén a súa transcendencia como causa de cambios no nivel do mar a escala rexional e global é moi limitada (Church et al., 2013).

- **Glacio-eustasia**

Coñécese como glacio-eustasia ás variacións no NMMG causadas polo aumento ou diminución das masas de xeo continentais. Non hai dúbidas sobre o feito de que o retroceso destas masa de xeo contribúen ao aumento do NMMG, pero aínda non se ten avaliado o papel potencial da interceptación terrestre da auga de escoamento, ben sexa na formación de lagos ou a través da infiltración (Church et al., 2013). A glacio-eustasia é o proceso de maior

magnitude na modificación da masa dos océanos durante o Plistoceno e o Holoceno (Rovere et al., 2016b), cuxa incidencia é global, pois a nivel rexional o seu impacto é limitado (Spada & Galassi, 2016). Segundo Pirazzoli (2004) durante Último Máximo Glaciar (UMG) (*Last Glaciar Maximum,* en inglés), hai aproximadamente 20 000 anos e cun NMMG ~120 m inferior ao actual, o volume de xeo continental debera ter sido o dobre que o actual.

Os rexistros indican que a diminución neta actual do volume global dos glaciares comezou a mediados do século XIX, antes de que o impacto antrópico no forzamento radioactivo fose significativo. Probablemente sexa o resultado do aumento das temperaturas asociado ao ocaso da Pequena Idade do Xeo (s. XIV-XIX) (Church et al., 2013). No V Informe de Avaliación do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) estímase que a glacio-eustasia está a contribuír no aumento do GMSL cunha taxa media de ~1,5 mm/ano, porén novos estudos sinalan que a perda de masa dos glaciares pode ser maior do que se pensaba (Frederikse, et al., 2020; Zemp et al., 2019). Esta infravalorización da influencia da glacio-eustasia sobre o NMMG contraponse con outros estudos anteriores que consideraba os cambios termoestéricos como principal factor de aumento (Domingues et al., 2008; Gornitz, 2001). Neste senso, Frederikse, et al. (2020) chegan a conclusión de que a perda de xeo nos glaciares ten causado o dobre de aumento que a expansión térmica dende durante século XX, pero que dende a década de 1970s, a súa contribución ao aumento do NMMG é superado polo factor termoestérico.

- **Hidro-eustasia**

A hidro-eustasia fai referencia á redistribución da auga entre diferentes depósitos hidrolóxicos continentais (neve, auga superficial, auga subterránea, humidade ambiental, etc.) e os océanos. Aínda que estas variacións teñen potencial para contribuír significativamente a cambios no NMMG, esta non sería excesivamente salientable na actualidade de non ser polos procesos antropoxénicos (Church et al., 2013; Frederikse, et al., 2020). Estes procesos inflúen na cantidade de auga almacenada nos depósitos hidrolóxicos e cambios na superficie terrestre, con influencia directa nas taxas de escoamento ou na evapotranspiración; provocando perturbacións no ciclo hidrolóxico e no NMMG (Church et al., 2013; Gornitz, 2001; Wada et al., 2010). O almacenamento nominal dos preto de 30 000 embalses construídos durante o século XX supuxeron ~30 mm de caída do nivel del mar (Chao et al., 2008). Este impacto é tan notable que Frederikse, et al., (2020) sinalan que a construción destes reservorios artificiais é a causa principal da redución da taxas de aumento durante a década de 1970.

De forma contraria ao proceso anterior, a extracción de augas subterráneas produce un efecto de retroalimentación positiva sobre o aumento do NMMG. A redución das augas subterráneas prodúcese cando a recarga natural das reservas (infiltración ou fluxos subterráneos) non é capaz de compensar o volume extraído (Gornitz, 2001). Wada et al. (2012) estimaron que a extracción destes recursos hídricos almacenados no subsolo contribuíron ao aumento do NMMG con taxas medias de 0,42 ±0,08 mm/ano entre 1971 e 2008.

- **Variacións Termo-estéricas e Halo-estéricas**

Namentres a glacio-eustasia e a hidro-eustasia afectan á masa total de auga oceánica, as variacións estéricas actúan sobre o volume da mesma. Os cambios estéricos son causados fundamentalmente por flutuacións na temperatura (termo-estéricos) ou na salinidade (halo-

USC DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

estéricos), aínda que só os primeiros producen unha contribución significativa ás variacións do NMMG (Church et al., 2010, 2013; Rovere et al., 2016b; Spada & Galassi, 2016).

As variacións na temperatura da auga oceánica, como en calquera líquido, produce alteracións na súa densidade, levando a que o nivel do mar poida oscilar a pesares de non existir variacións na masa de auga. Por iso, cando a temperatura do mar aumenta, este expándese e provoca un incremento do NMMG. Este efecto é coñecido como expansión térmica ou aumento estérico do nivel do mar, e ocorre a calquera temperatura (Tel, 2007). A temperatura da superficie mariña sufre variacións estacionais, polo que é preciso empregar parámetros de temperatura media anuais para considerar este factor no estudo da evolución do NMMG. Un aumento de 1 ºC sobre unha columna de auga de 4000 m produciría unha elevación media de 60 cm, porén, a magnitude deste cambio depende da profundidade e da latitude, pois o efecto expansivo increméntase a maior temperatura e presión (Church et al., 2013; Körper et al., 2013; Pirazzoli, 1996). O peso da compoñente termoestérica no contexto actual de subida do GMSL está en discusión, pois mentres que algúns autores considerano o factor preponderante (Gornitz, 2001; Domingues et al., 2008), outros indican que o seu papel é inferior á glacio-eustasia (Frederikse, et al., 2020; Zemp et al., 2019). O V Informe de Avaliación do IPCC indicou que os cambios estéricos, dende a década de 1970, supoñían un aumento medio de 0,8 ±0,3 mm/ano (Church et al., 2013).

As variacións na salinidade tamén afectan á densidade das augas oceánicas, aínda que cunha significación menor en comparación cos cambios termo-estéricos, non obstante, a súa contribución pode ser transcendente a nivel local ou rexional (Church et al., 2013; Frederikse, et al., 2020; Kopp et al., 2015; Pirazzoli, 1996; Spada & Galassi, 2016). Os ciclos xeo-desxeo xeran as maiores alteracións na salinidade, polo que as variacións halo-estéricas actúan como amplificadores pero non coma causantes dos cambios do NMMG. O aumento da salinidade comporta unha contracción da columna de auga, namentres unha redución do contido salino produce o efecto inverso (García-García, 2006). Unha variación na salinidade do 4% produciría un impacto semellante á variación de 1 ºC sobre unha columna de auga de 4000 m. Non obstante, nos océanos só en ocasións excepcionais se producen cambios de salinidade desa magnitude, salvo en áreas costeiras ou esteiros, onde acontecen importantes achegas de auga doce fluviais, ou nas rexións polares, propiciado polo derretemento das capas de xeo (Kopp et al., 2015; Pirazzoli, 1996).

- **Eustasia xeoidal**

O xeoide define a superficie equipontencial do campo gravitatorio terrestre, e emprégase como modelo de referencia da forma da Terra (esferoide). De non ser por efecto dos factores dinámicos atmosféricos e oceánicos, a superficie do mar coincidiría exactamente coa do xeoide (Dabrio & Polo, 2015; Douglas, 2001). A eustasia xeoidal afecta a distribución da masa de auga oceánica a nivel global, pero a magnitude destes cambios difire a nivel rexional (Fjeldskaar, 1989; Mörner, 2019). Mörner (1986) define a eustasia xeoidal como os cambios do nivel do mar producidos por modificacións na superficie do xeoide, resultado de variacións do campo gravitatorio ou da rotación terrestre. Tamén se debe ter en conta o efecto das masas de xeo e a deglaciación sobre as variacións xeoidais. Dada a súa masa, os grandes casquetes glaciais e a auga oceánica experimentan unha atracción gravitatoria mutua, que afectan sobre todo ao NMR a nivel rexional, pero con incidencia global (Fjeldskaar, 1989; Peltier, 2004; Rovere et al., 2016b).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.1.3.4 Factores dinámicos

En escalas de tempo curtas, a maioría dos cambios que afectan ao nivel do mar débense principalmente a procesos dinámicos océano-atmosfera, que afectan á distribución das masas de auga. Este feito impide a súa definición estricta como factores eustáticos, xa que o NMMG non varía (Kopp et al., 2015; Rovere et al., 2016b), aínda que poden producir cambios no réxime de precipitacións, e polo tanto, pequenas variacións de carácter hidro-eustático. A súa importancia recae na escala local e rexional, onde si teñen influencia sobre o nivel do mar. As alteracións dinámicas perturban o equilibrio eustático da superficie dos océanos, impulsadas por factores meteorolóxicos, oceanográficos e en certa medida astronómicos (Weisse et al., 2021). A interpretación dos cambios no NMR levan a suposición de que as condicións dinámicas a escala local, como o réxime de mareas ou a ondada, non cambiaron significativamente entre os momentos comparados, do contrario, estas variacións poden ter influído na formación do marcador paleoambiental estudado (Rovere et al., 2016a).

- **Procesos atmosféricos**

Os cambios dinámicos do nivel do mar, inducidos polo forzamento atmosférico, prodúcense nunha ampla gama de escalas espaciais e poden ser impulsados por forzas atmosféricas locais ou remotas. Os cambios dinámicos forzados remotamente e de longa escala temporal, están comunmente asociados procesos naturais de variabilidade climática, como poden ser a Oscilación do Atlántico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*) ou a Oscilación Decadal do Pacífico (PDO, *Pacific Decadal Oscillation*). Estas tendencias climáticas seculares poden interactuar con fenómenos climáticos de duración reducida como o ciclo estacional ou *El Niño-Oscilación del Sur*, que pode supoñer ata variacións temporais de 30 cm no NMR a escala rexional (Church et al., 2013; Kopp et al., 2015).

As anomalías na presión atmosférica tamén inflúen no nivel do mar debido á carga atmosférica, pois cada incremento (diminución) da presión atmosférica en 1 hPa suporá o descenso (aumento) do nivel do mar en 1 cm. Un fenómeno relacionado son as marusías ciclónicas (*Storm surge*), que se refiren ao aumento do nivel do mar de áreas costeiras provocados pola acción das borrascas.

- **Ciclo de marea**

Os ciclos de marea dependen principalmente das forzas gravitacionais e da morfoloxía das propias cuncas oceánicas, por iso existes variacións importantes entre diferentes lugares do planeta (Pirazzoli, 1996). Nalgunhas costas, o rango de marea supera os 15 m, namentres que en mares pechados, como o Mediterráneo, apenas superan os 30 cm. A interacción marea-ondada é importante en mares pouco profundos cun gran rango de mareas, podendo modificar significativamente o NMR (Muis et al., 2020).

3.1.3.5 Factores isostáticos e tectónica continental

O termo *isostase* foi acuñado por primeira vez por Dutton (1889) para describir o estado aparentemente "compensado" da topografía da superficie da Terra en ausencia de forzas que poidan xerar un desequilibrio. Con todo, a superficie terrestre vese perturbada por procesos tales como a sedimentación, a erosión, o vulcanismo ou o aumento e diminución das capas de

xeo. O concepto de isostase aplícase de igual forma para definir a compensación de cargas superficiais aplicadas aos glaciares, as capas de xeo continentais ou as masas de auga (Goudie, 2004; Peltier, 2004). As variacións de natureza isostática non varían a masa nin o volume dos océanos, polo que o seu impacto é moi limitado no NMMG, en cambio, a súa influencia nos cambios do NMR a escala rexional ou local pode ser preponderante.

- **Isostase posglaciar**

A idea do levantamento posglaciar foi proposta a mediados do século XIX por Jamieson (1865), aínda que as causas do levantamento foron fortemente debatidas. Non foi posible avanzar máis con respecto a esta idea ata que se dispuxo de novos coñecementos sobre a historia climática da Terra a comezos do século XX (Weisse et al., 2021). Segundo Andrews (2004), o termo *isostase glaciar* emprégase para definir os axustes da superficie da Terra por efecto do aumento ou ablación das capas de xeo continentais. O axuste isostático glaciar (GIA, *Glaciar Isostatic Adjustment*) é un proceso físico (deformación viscoelástica) ocasionado polo intenso ciclo xeo-desxeo ao que estivo sometido a superficie continental durante o Cuaternario (Peltier, 2001; Spada & Galassi, 2016). O peso do xeo acumulado durante as fases glaciais provoca un afundimento da codia baixo os casquetes continentais (*indlandsis*) e os glaciares, ao mesmo tempo que se eleva nas periferias das masas de xeo. Os seus efectos poden continuar durante miles de anos despois de que se producira a desaparición da capa de xeo (Kopp et al., 2015; Pirazzoli, 1996, 2004). Durante as fases interglaciares, a retirada dos xeos produce unha lenta recuperación da área afundida (Goudie, 2004; Tel, 2007), este ascenso da superficie continental denomínase rebote isostático. Outro efecto asociado coa GIA é a autogravitación. Dada a súa masa, o xeo e a auga do océano experimentan unha atracción gravitatoria mutua. Cando a capa de xeo se derrete, as forzas de atracción sobre a auga diminúen, cun efecto neto de caída de NMR na área próxima e aumento en rexións afastadas (Rovere et al., 2016b). A GIA é un dos factores máis importantes no estudo do NMR a nivel rexional e local, en especial en aquelas zonas que foron ocupadas polo xeo durante o último período glaciar. Nalgunhas partes de Fenoescandinavia, o rebote isostático leva a que o NMR presenta taxas de descenso de entre 8 e 10 mm/ano (Kopp et al., 2015; Weisse et al., 2021).

- **Hidro-isostase**

O cambios eustáticos do NMMG levan ao aumento (descenso) da carga que soporta o fondo oceánico, produción que este se afunda (se eleve) debido á hidro-isostase. Este mesmo proceso pode producirse en lagos (Goudie, 2004). Un segundo mecanismo relacionado coa hidro-isostase é o denominado *apancamento continental* ou *continental levering*, e é o resultado do empuxe vertical dos sectores costeiros continentais, en resposta ao aumento da carga hídrica dentro das cuncas oceánicas. Ao afundirse a litosfera oceánica, o material do manto superior é empuxado cara a litosfera continental, producindo o levantamento das áreas costeiras e unha caída de NMR a escala local ou rexional (Mitrovica et al., 2009; Rovere et al., 2016b).

- **Tectónica Continental**

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

En áreas tectonicamente activas, as deformacións neotectónicas (longo prazo) e a actividade sísmica (curto prazo), poden xerar cambios isostáticos a nivel local (Pirazzoli, 1996). En xeral, o levantamento ou afundimento tectónico considérase unha das principais causas dos cambios NMR en áreas cunha actividade tectónica importante, tanto a escalas de tempo longas (millóns de anos), como máis curtas (séculos). En contraste coas marxes activas, as pasivas considéranse, normalmente, áreas tectonicamente estables. Nestas áreas, a incidencia das forzas tectónicas podería ser insignificante en escalas de tempo curtas, pero os movementos verticais debido á topografía dinámica do manto, poden afectar ao NMMG en escalas de tempo máis longas. A topografía dinámica é causada polo fluxo convectivo do manto que impulsa movementos verticais da codia ao longo de grandes áreas (Rovere et al., 2016b; Rowley et al., 2013).

En relación coa actividade tectónica, a expansión do fondo oceánico tamén ten incidencia na isostase de fondo oceánico. A medida que a codia oceánica se vai afastando da dorsal onde se formou, esta arrefríase, volvéndose máis densa e producindo que o leito mariño se afunda isostaticamente (*termo-isostase*), ao igual que ocorre coas illas volcánicas (Pirazzoli, 1996).

3.1.3.6 Factores Locais

Os factores locais son aqueles procesos non eustáticos que podan ter significación nas variacións locais do NMR. En moitos casos, son procesos inducidos ou acrecentados por influxo directo das actividades humanas.

- **Compactación sedimentaria**

Os sedimentos depositados nunha zona costeira poden perder volume co paso do tempo, levando a un afundimento do terreo e a unha alteración do NMR. As taxas de aumento relativo do nivel do mar inducidas pola compactación varían no espazo e no tempo, en resposta a unha variedade de procesos mecánicos (*e.g.* consolidación sedimentaria), biolóxicos (*e.g.* degradación bioquímica ou oxidación de materiais orgánicos) e antrópicos (*e.g.* drenaxes artificiais ou construcións); que poden causar ou acelerar a compactación de sedimentos (Weisse et al., 2021). A súa contribución ao aumento do NMR é potencialmente importante a escala local, con áreas onde o afundimento pode ser superior ás taxas actuais de aumento do NMMG. As áreas deltaicas e estuarinas son as máis afectadas pola compactación, con taxas de incremento de ata 40 mm/ano, pero cunha variabilidade moi importante por mor da multitude de procesos de retroalimentación positiva e negativa que lle afectan, e que se combinan entre si (Brain, 2016; Church et al., 2013; Syvitski, 2008). Aínda que si existen numerosos estudos das taxas locais de aumento NMR, faltan avaliacións dos impactos costeiros da compactación sedimentaria a escala global (Nicholls et al., 2021).

- **Sedimentación e erosión costeira**

Os procesos de sedimentación e erosión, independentemente de se son de orixe natural ou antrópica, teñen incidencia sobre os cambios no NMR a escala local (Nicholls et al., 2021). A súa transcendencia a nivel mundial é moi limitada, pois a contribución da sedimentación costeira apenas supón un aumento do NMMG de ~0,01 mm/ano (Church et al., 2013). Dado que o transporte de sedimentos limítase en gran medida a augas pouco profundas, incluso os

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

impactos máis pequenos, poden alterar significativamente as vías naturais de fluxo sedimentario, podendo supoñer repercusións no NMR (Syvitski, 2008; Weisse et al., 2021).

- **Extracción de auga subterráneas e cambios hidrolóxicos**

Dende fai varias décadas, xa se ten recoñecido o impacto das activades antrópicas sobre o NMR, o cal pode ser considerable inclusive en intervalos temporais breves (Gornitz, 2001; Rovere et al., 2016b). A extracción artificial de auga ou hidrocarburos acelera a compactación dos sedimentos. As taxas de afundimento, vinculadas a unha combinación de compactación natural e antropoxénica, impulsan algúns dos datos de incremento do NMR máis elevados da actualidade (Kopp et al., 2015). En xeral, estas actividades provocan taxas de afundimento máis considerables preto dos centros de extracción, que poden superar ata os 20 cm anual (Rovere et al., 2016b).

3.1.4 OS DEPÓSITOS EDAFO-SEDIMENTARIOS COMO ARQUIVOS PALEOAMBIENTAIS

O medio ambiente pode ser considerado coma un sistema dinámico complexo, produto de múltiples interaccións (retroalimentacións, acoplamentos, perturbacións, inducións, etc.) entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera. Esta complexidade exixe unha visión integral e interdisciplinar para poder levar a cabo o estudo das condición ambientais actuais e pasadas, descifrando a posible evolución da paisaxe (Martínez-Cortizas et al., 2009). O obxectivo dunha reconstrución paleoambiental é o de interpretar as condición bióticas e abióticas pretéritas nun espazo determinado, sustentándose na análise das diferentes sinais almacenadas en arquivos paleoambientais. Segundo Martínez-Cortizas (2000) as sinais paleoambientais son todas aquelas propiedades interpretables (de natureza xeomorfolóxica, sedimentaria, edáfica, físico-química, abiótica, antrópica, etc.) resultado dun proceso de cambio nas condición ambientais. Para o estudo das sinais hai que ter en contra tres propiedades fundamentais: (a) a resolución, intervalo mínimo que pode ser lida; (b) a marxe, relación entre a intensidade do cambio e o seu rexistro no arquivo; (c) e a extensión, en referencia ao intervalo temporal que abarca. Os arquivos paleoambientais son os medios que conteñen ditas sinais, podendo ser de orixe natural (depósitos sedimentarios, turbeiras, corais, vexetación, xeos, etc.) ou antrópicos (xacementos arqueolóxicos, solos de cultivos, antroposolos, etc.). Os arquivos poden ser continuos (con alta resolución e sen hiatos intercalados) ou descontinuos (diferentes eventos separados por hiatos temporais), pero comprender as descontinuidades resulta fundamental para a interpretación dos cambios acontecidos (Cartelle et al., 2022; Martínez-Cortizas, 2000). A información obtida das sinais dependerá da súa sensibilidade ao cambio das condicións (limiar mínimo) e dos procedementos empregados para o seu estudo. Non se pode obviar o feito de que as sinais almacenadas nun arquivo poden ser eliminadas ou alteradas por procesos posdeposicionais, polo que as reconstrucións son sempre parciais debido a imposibilidade de interpretar todos os seus aspectos e, inclusive, algúns ambientes pasados poden ter condicións que non son comparables con ningún ambiente actual (Martínez-Cortizas et al., 2009). Para comprender estas variacións en detalle requírense de rexistros complexos de alta resolución, cun control de idade moi preciso (Lisiecki & Stern, 2016).

USC DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Entre os arquivos máis empregados nos estudos paleoambientais do NO Peninsular están os depósitos edafo-sedimentarios, obtidos en diferentes ambientes e con rangos e resolucións temporais diversas. Os depósitos son xeoformas resultado da acumulación de materiais non consolidados, cuxa formación e evolución pode derivar de procesos moi heteroxéneos. Nos depósitos pódense diferenciar facies, cada unha con características diferentes ás adxacentes (Pérez-Alberti, 2000), dando lugar a unha secuencia edafo-sedimentaria. Unha das clasificacións máis sinxelas que se pode facer dos depósitos fundaméntase na súa natureza: mariños, coluviais, aluviais, glaciares, lacustres, etc. Non obstante, estes poden ser o resultado de diversos procesos en ambientes de acumulación diferentes, como o caso dos depósitos situados no litoral, que poden incluír niveis tanto de orixe costeira coma continental. Existen períodos de tempo durante os que non se producen cambios no sistema ou a súa magnitude é limitada, neste caso a estabilidade é a dominante. Pola contra, hai outros períodos onde as transformacións son constantes, sendo a inestabilidade a dominante. Asociado a isto, debésese ter en consideración que en calquera espazo, están presentes as pegadas do pasado. Así, nun depósito podemos observar materiais moi evolucionados ou outros resultados de procesos erosivos recentes. Os procesos erosivos non se dan nin ao mesmo tempo nin coa mesma intensidade, podendo diferenciar episodios de baixa intensidade/alta frecuencia e outros de alta intensidade e baixa frecuencia, como ocorre coa ondada regular e os temporais, sendo os segundo episodios breves pero capaces de mobilizar gran cantidade de material (Peréz-Alberti, 2001).

O recoñecemento de variacións climáticas e ambientais a partir do estudo dos sedimentos non é algo sinxelo, ante a inexistencia de indicadores ou sinais que por si sos permitan definir as condición ambientais (Gibbard & West, 2000). Ademais, os resultados están suxeitos a factores locais e rexionais, que poden supoñer problemáticas para a súa equiparación a escalas superiores. Unhas das principais limitación dos depósitos edafo-sedimentarios como arquivos paleoambientais é o seu rexistro escaso e incompleto en relación á historia xeolóxica do planeta, especialmente nos ambientes continentais ou costeiros, onde dominan os procesos erosivos. Só os núcleos de xeo, os sedimentos de fondo oceánico ou lagos profundos poden abarcar varios ciclos glaciares completos (Gibbard & Lewin, 2016). Esta limitación non lles resta potencial como arquivos paleoambientais, pois os depósitos poden albergar secuencias moi completas e de alta resolución para períodos de miles de anos. A pesar destes condicionantes, os rexistros sedimentarios ofrecen evidencias de cambios climáticos e do nivel do mar, de procesos xeomorfolóxicos, de variacións da flora e da fauna, etc. As secuencias holocenas, que en moitos casos están ben conservadas, permiten realizar interpretacións continuas e de alta resolución temporal. Ademais posúen gran cantidade de datos arqueolóxicos, que testemuñan os cambios sociais acontecidos (Walker et al., 2012).

Os estudos das formas e depósitos permiten coñecer, con diferente exactitude, as principais características medioambientais que se foron encadeando no tempo. Para o seu estudo empréganse unha gran variedade de *proxies* (arqueolóxicos, sedimentolóxicos, cosmoxénicos, mineralóxicos, paleontolóxicos, palinolóxicos, texturais, análise elemental, diatomeas, foraminíferos, isótopos, etc.), que deben ir contextualizados nun esquema temporal outorgado por datacións relativas (sucesión estratigráfica ou biolóxica, restos arqueolóxicos, etc.) ou por métodos de datación absolutos (radiométicos [^{14}C, ^{40}K/^{40}Ar, ^{230}Th, U-Pb], luminiscencia [OSL, termoluminiscencia, etc.], paleomagneticos, xeocronolóxicos, etc.). Segundo Díaz-Fierros (1995) pode considerarse como o primeiro estudo científico de depósitos edafo-sedimentarios galegos o realizado por Huguet del Villar en 1934, titulado *Los tipos de suelos de Galicia*, onde se discute sobre a posible orixe dos mesmos.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

En Galicia existen traballos sobre os depósitos situados en cuncas sedimentarias terciarias como A Limia (Alcalá et al., 1996), As Pontes (Cabrera et al., 1994; Huerta, 1998; Macías-García et al., 2007; López Martínez et al., 1993; Santanach et al., 2005), Meirama (García Meléndez, 1989; Monge, 1987), Terra Chá (Castelao et al., 1985), Sarria (Martín-González et al., 2003, 2014), Lemos (Olmo Sanz, 1985), Valdeorras (Martín-González, 2006) ou Maceda (Peréz-Alberti, 1982, 1993, 2001; Romero et al., 1985). Non obstante, a produción científica no contexto galego está enfocada no estudo das acumulacións cuaternarias. As formas e os depósitos cuaternarios son auténticos arquivos dos ambientes sedimentarios pasados (Costa-Casais, 2001), os cales poden ser obtidos nunha ampla variedade de ambientes. Non obstante, a situación dun depósito por si soa non permite interpretar a súa formación e evolución, como ocorre cos depósitos costeiros, onde os procesos morfoxenéticos que os conformaron (eólicos, mariños, periglaciais, etc.) e a súa cronoloxía (holocenos, plistocenos, etc.) poden ser moi diversos. Aparte das secuencias costeiras, as cales serán analizadas no epígrafe seguinte, os estudos paleoambientais en Galicia téñense realizado sobre depósitos edafo-sedimentarios de diferente natureza.

Os depósitos de orixe fluvial son aquelas acumulacións detríticas resultado do trasporte e sedimentación nun medio fluvial, polo que están presentes nunha ampla gama de localización. Os rexistros fluviais como as terrazas, poden ser excelentes marcadores da actividade fluvial, dos cambios ambientais ou actividade tectónica (Aslan, 2013; Viveen et al., 2013b). Vidal Box (1941) foi un dos primeiro en estudar os depósitos fluviais de Galicia, en concreto nos ríos Miño e Sil. Na década de 1960, Sos-Baynat (1965) realiza un estudo sobre as terrazas río Louro. Pouco despois, Butzer (1967) analiza tamén as terrazas do río Louro, xunto con algunhas do Baixo Miño, diferenciando catro niveis de terrazas (altas, medias, baixas e inundables), cuxo rango temporal situaríase no Plistoceno, salvo no caso das terrazas inundables, as cales están situadas a menor cota (3-10 m) e cuxa formación se enmarca no período posglaciar. Aínda que as terrazas fluviais do río Miño son as que acumulan un maior corpus científico (Demuro et al., 2020; Méndez-Quintas et al., 2018b, 2019, 2020; Pérez-Alberti, 1978; Pérez-Alberti et al., 2013; Sanjurjo-Sánchez et al., 2020; Viveen et al., 2012a, 2012b, 2013a, 2013b), tamén se teñen realizados estudos en depósitos fluviais do río Cabe (de Groot, 1974), río Mero (Arce-Chamorro, 2017; Arce-Chamorro et al., 2022a; Escuer Sole & Vidal Romaní, 1987), río Sil (Hernández-Pacheco, 1949; Yepes & Vidal Romaní, 2004), río Moucide (Martínez-Cortizas et al., 1996b), río Ulla (Arce-Chamorro & Vidal-Romaní, 2021a) e nas terrazas fluviais do río Eo e nos marxes da súa ría (Asensio Amor, 1985; Asensio Amor & Lombardero Rico, 1986, 1987; Asensio Amor & Nonn, 1964).

Os depósitos de orixe glaciar e paraglaciar son os vestixios da presenza de glaciares nas serras galegas durante a última glaciación. A meirande parte dos estudos realizados enfócanse na identificación de formas glaciares e a súa interpretación xeomorfolóxica, onde se empregan os depósitos edafo-sedimentarios unicamente como marcador do glaciarismo. Téñense estudado depósitos de orixe glaciar na serra de Ancares (Pérez-Alberti & Valcárcel, 1993, 1996, 2022; Valcárcel & Pérez-Alberti, 2001; Valcárcel et al., 1993), Queixa-O Invernadoiro (Vidal Romaní & Santos, 1994; Vidal Romaní & Fernández Mosquera, 2005; Vidal Romaní et al., 1999, 2015), Xistral (Valcárcel, 2018), Xurés (Schmidt-Thomé, 1978; Coudé-Gaussen, 1981; Vidal Romaní & Fernández Mosquera, 2005; Vidal Romaní et al., 1990, 1999) e no macizo de Trevinca (Peréz-Alberti & Covelo, 1996; Pérez-Alberti et al., 2011b).

As turbeiras e medios turbosos son ecosistemas húmidos caracterizados polo elevado contido en materia orgánica. Ademais do seu valor como hábitat, estes medios son excelentes arquivos paleoambientais que teñen axudado significativamente no coñecemento da evolución ambiental (Pontevedra-Pombal et al., 2017). Galicia conta cunha importante presenza destas

formacións, destacando a basta extensión que se atopa na serra do Xistral e nos cordais anexos, de aí que a meirande parte da produción científica se circunscriba a esta área (Castro et al., 2015, 2020; Martínez-Cortizas et al., 1999, 2002; Mighall et al., 2006, 2023; Muñoz Sobrino et al., 2005, 2009; Pontevedra-Pombal et al., 2013, 2019; Ramil-Rego, 1993; Ramil-Rego et al., 1994, 1998a, 1998b; Schellekens et al., 2011). Outras turbeiras e medios turbosos estudados son os da serra de Ancares (Muñoz Sobrino et al., 1997, 2007; Ramil-Rego et al., 1998a, 1998b), Braña Rubia/lagoa de Alcaián (Törnqvist & Joosten, 1988; Törnqvist et al., 1989), Montes do Bocelo (Lopéz et al., 1993; Silva-Sánchez et al., 2014; Taboada-Castro et al., 1993), Gándaras de Budiño (Bellot & Vieitez, 1945), macizo de Monseibane (Ramil-Rego & Aira-Rodríguez, 1993b), serra de Queixa (Menéndez Amor, 1971; Santos, 1992, 2004; Santos et al., 1997, 2000) ou as turbeiras de Pena Veira (Ramil-Rego & Aira-Rodríguez, 1993a).

Dentro do eido dos estudos paleoambientais en medios turbosos, tamén debemos engadir os realizados en lagoas glaciares semipermanentes como as de Lucenza (Leira & Santos, 2002; Muñoz-Sobrino et al., 2001; Santos et al., 1997, 2000) ou a lagoa Grande de Manzaneda (Leira, 2005).

Os sedimentos de fondo mariño son aquelas acumulación sedimentarias situadas debaixo do mar, cuxos estudos integran, en moitos casos, sinais paleoambientais (sedimentolóxicas, xeoquímicas, palinolóxicas, etc.) obtidas da análise das testemuñas sedimentarias, con datos xeofísicos, como a estratigrafía sísmica. Ademais, as acumulacións sedimentarias das rías poden ser empregadas para o estudos das dinámicas regresivas e transgresivas do nivel do mar (Andrade et al. 2014; García-Moreiras, 2017). No contexto galego, os primeiros estudos realizáronse a mediados do século XX por Margalef (1956a, b, 1959), onde se analizan testemuñas submarinas obtidas na área portuaria de Bouzas e nas inmediacións da illa de San Simón. O corpus teórico céntranse no ámbito das rías: Arousa (Cartelle, 2019; Cartelle et al., 2022; García-Moreiras, 2017; García-Moreiras et al., 2019a; Hinz & Pannekoek, 1966), Coruña (Alonso & Pagés, 2010; Arribas et al., 2010), Ferrol (Alonso & Pagés, 2010; Cartelle, 2019; Cartelle & García-Gil, 2018; Muñoz Sobrino et al., 2022), Muros e Noia (Acosta, 1984; Acosta & Herranz, 1984; Andrade et al. 2011, 2014; Hernández-Molina et al., 1994; Lebreiro et al., 2006; Pena et al., 2010; Rey & Somoza, 1993; Somoza & Rey, 1991), Pontevedra (Durán et al., 2004; García-Gil et al., 2000), Ribadeo (Asensio Amor & Catoira, 1985) e Vigo (Álvarez et al., 2005; Desprat et al., 2003; Diz et al., 2002; Clemente et al., 2004a; García-García et al., 2005; García-Moreiras, 2017; García-Moreiras et al., 2018, 2019b; Martínez-Carreño, 2015; Martínez-Carreño & García-Gil, 2013, 2017; Martínez-Carreño et al., 2017; Muñoz Sobrino et al., 2016; Pérez-Arlucea et al., 2007). Da mesma forma, tamén existe un significativo número de estudos realizados fora do ámbito das rías, tanto na plataforma continental externa coma no Banco de Galicia (Alonso et al., 2008; Ares et al., 2008; Bernárdez et al., 2008; González-Álvarez et al., 2005; Lantzsch et al., 2009, 2010; López-Pérez et al., 2022; Martins et al., 2006; Mena, 2013; Mena et al., 2018; Mohamed et al. 2010; Naughton et al., 2007; Petrovic et al., 2019; Rey, 1991).

Por último, compre referenciar os estudos de formacións coluviais non costeiras, cuxa orixe está relacionada principalmente con dinámicas de ladeira, e que no contexto galego está vencellada á actividade periglaciar que dominou gran parte do territorio ata a mellora climática do Holoceno. Asensio Amor & González Martín (1987) e Asensio Amor & Lombardero Rico (1988, 1990, 1991) estudaron diferentes depósitos coluviais e glacis do NE de Lugo, mentres que Pérez-Alberti estudou diferentes depósitos periglaciais do val do río Támega (1979) e da depresión de Maceda (1993). Outros enclaves onde se teñen realizado estudos son as ladeira de Ancares (Moares et al., 1996; Valcárcel & Pérez-Alberti, 1996;

USC DE COMPOSTELA

Valcárcel et al., 1993), Brins-Monte Pedroso (van Mourik, 1986, 1999), Courel (Pérez-Alberti & Cunha, 2016; Viana-Soto & Pérez-Alberti, 2019), monte Gaiás (Ferro-Vázquez et al., 2014), val de Moucide (Aira Rodríguez et al., 1987; Copa Novo & Asensio Amor, 1987; Martínez-Cortizas et al., 1996b), Nois (Saa & Díaz-Fierros, 1988) e na serra da Loba (Pérez Moreira et al., 1988). Martínez-Cortizas et al. (2009) comparan diferentes depósitos coluviais de Galicia para establecer unha secuenciación dos cambios ambientais acontecidos os últimos 9000 anos. O estudo de depósitos coluviais tamén pode estar intimamente ligado a contextos arqueolóxicos, permitindo reconstruír ás condicións ambientais do pasado ao mesmo tempo que se mellora contextualización arqueolóxica. Algún destes exemplos son os estudos levados a cabo nos xacementos de As Pontes (López-Sáez et al., 2003), A Veiga (Costa-Casais et al., 1998), Castro Armeá (Ferro-Vázquez et al., 2021), Monte Penide (Martínez-Cortizas et al., 2000) e Campo Lameiro (Carrión et al., 2010; Costa-Casais et al., 2009, 2012a; Kaal et al., 2008a, b, 2011, 2013; López-Merino et al., 2012).

3.1.4.1 Os depósitos edafo-sedimentarios costeiros

As xeoformas costeiras actuais son o resultado dos diferentes procesos (continentais, costeiros e mariños) ligados ás variacións das condicións ambientais ao longo do Cuaternario. As xeoformas poden ser empregadas para o estudo das variacións do nivel do mar, pois os sistemas costeiros responden ás transgresións e regresións mariñas desprazándose na horizontal e na vertical (Dabrio, 2010; Johnson, 1925; Pirazzoli, 1996). Entre as diferentes xeoformas obxecto de estudo, os depósitos sedimentarios costeiros son un excelente indicador dos cambios ambientais, pois dispoñen dunha alta capacidade para rexistrar variacións acontecidas no medio, reflectilas nas súas propiedades e conservalas no tempo (Costa-Casais et al., 1996a; Tallón-Armada et al., 2015). Segundo Dabrio (2010) os estudos dos sedimentos costeiros, dende unha perspectiva paeloambiental, céntranse na análise de facies e na asociación con depósitos próximos, con especial fincapé nas variacións dos tamaños de grao, a continuidade das estruturas sedimentarias e a presenza de superficies erosivas. Os depósitos cuaternarios costeiros son resultado de múltiples factores e procesos, sendo os cambios do nivel do mar o máis determinante (Mediato, 2016). Estas variacións non só supoñen un desprazamento da liña litoral, senón que tamén modifica as dinámicas sedimentarias e o oceanográficas, afectado aos propios depósitos edafo-sedimentarios (Dabrio, 2010; Pirazzoli, 1996). O enfoque interdisciplinar nos estudos dos depósitos é fundamental para realizar reconstrucións integradas e precisas, sobre todo en ambientes complexos e dinámicos como os costeiros, permitindo así unha mellor comprensión da resposta destes sistemas aos cambios ambientais, o que é fundamental para a súa xestión e conservación, así como para predicir os efectos de cambios futuros (Cartelle et al., 2022; García-Moreiras, 2017). A significación dos factores e procesos a escalas locais e rexionais, imposibilita que un único sector costeiro poida ser representativo das variacións globais do nivel do mar (Pirazzoli, 2004) e das condicións ambientais. Debe apostarse por estudos de alta resolución, que permitan diferenciar os sinais locais/rexionais da tendencia global (Andrade et al. 2014), pois a transcendencia destes sinais medra a medida que aumenta a resolución temporal (Lambeck & Chappell, 2001).

As investigacións levadas a cabo na costa galega durante as últimas décadas teñen demostrado que unha das súas características máis destacables é a presenza de material sedimentario antigo, de potencia variable, que fosiliza as formas herdadas. Estas acumulacións teñen características e xéneses heteroxéneas, que reflicten os cambios nas condicións ambientais (Costa-Casais et al., 1996a, 1996b, 2003). Os depósitos costeiros son o resultado tanto dos cambios do nivel do mar e das dinámicas climáticas, como das condicións

locais de deposición. Segundo os estudos de Costa-Casais (2001) e Pérez-Alberti et al. (1998b) as características que definen individualmente aos depósitos dependen de: (a) configuración morfolóxica previa á deposición; (b) localización, pois factores como a exposición, a orientación, a topografía, etc., inflúen significativamente nos procesos de erosión e deposición; (c) área fonte do material e (d) natureza das facies sedimentarias. Esta caracterización permite unha identificación das condicións (mariñas, intermareais, eólicas ou continentais, etc.) de formacións dos diferentes niveis que conforman os depósitos permite e albiscar os posibles cambios nas dinámicas acontecidos (Costa-Casais, 2001).

A complexidade estrutural e litolóxica da costa galega favoreceron un ambiente morfoxenético dominado polos procesos fríos durante o último episodio glaciar. Baixo estas condicións, as formas costeiras antigas foron fosilizadas por material continental, ata que a transgresión holocena expúxoas novamente, polo que gran cantidade dos procesos costeiros actuais están a operar sobre morfoloxías herdadas, incluídas plataformas litorais, cantís, coídos, etc. (Arribas et al., 2010; Blanco-Chao et al., 2003; Pérez-Alberti et al., 1997). Esta morfoloxía complexa favoreceu a abundancia e conservación de secuencias costeiro-continentais de boa resolución (Santos & Vidal Romaní, 1993; Tallón-Armada et al., 2015), cuxo marco cronolóxico abarca dende o último interglaciar ata a actualidade. Pola contra, segundo Alonso & Pagés (2000) o carácter recortado da costa galega non favorece unha continuidade na sedimentación, tanto vertical coma horizontal, polo que o rexistro sedimentario está conformado por secuencias fragmentadas e desconectadas entre si, limitando o seu potencial para a reconstrución paleoambiental. Ante a falta de series sedimentarias longas, é preciso levar a cabo estudos de alta resolución en diferentes sectores e ambientes, que permitan establecer unha secuenciación continua, pois ante cambios nas condicións ambientais as estruturas edafo-sedimentarias tenden a reflectir respostas semellantes, aínda que suxeitas a factores locais (Costa-Casais, 2001; Costa-Casais et al., 2003; Gibbard & West, 2000).

No caso da costa galega, a existencia de depósitos edafo-sedimentarios de natureza diversa (cantís sedimentarios, niveis intermareais, sistemas praia-duna, lagoas, etc.) permiten interpretar como eran as condicións ambientais durante os últimos 130 000 anos. Unha das primeiras referencias ao estudo de depósitos da costa galega é o de Birot & Sole (1954, como se citou en Asensio Amor & González Martín, 1992), onde se analizan acumulacións detríticas sobre plataforma ("rasa cantábrica") interpretados como depósitos de solifluxión orixinados durante o último período glaciar. Na década de 1960 realízanse unha serie de estudos sobre a xénese dos depósitos costeiros, aínda que con certa carencia de aspectos edáficos. Mensching (1961) identifica unha serie de niveis mariños antigos na ría de Muros e Noia, relacionándoos coa posible formación das rías. Delibrias et al. (1964) estudan un depósito sobre niveis de "rasa cantábrica". Pola súa banda Nonn (1966) sinala, cun enfoque xeomorfolóxico, a existencia de depósitos ao longo de toda a costa galega, chegando a facer algún estudo con máis detalle, como o do depósito de Mougás, en Oia. Pola súa banda, Butzer (1967) realizou unha interpretación dos cambios ambientais sobre a información paleoecolóxica do xacemento paleolítico das Gándaras de Budiño, relacionándoa con facies sedimentarias identificadas noutros depósitos do SO de Galicia. Nas últimas décadas tense incrementado o número de estudos en depósitos edafo-sedimentarios da costa galega, realizados en diferentes ambientes.

As lagoas costeiras e sistemas barreira-lagoa son masas de auga continentais pouco profundas separadas do océano por unha barreira sedimentaria, cuxa orixe deriva de procesos mariños durante as fases transgresivas. Nalgunhas ocasións o peche deriva dunha elevación topográfica rochosa cuberta por sedimento, este tipo de lagoas denomínanse "lagoas

colgadas" (*perched lakes*). Independentemente da natureza do peche, os sistemas barreira lagoa están conectadas ao océano, polo menos intermitentemente, por unha ou máis entradas restrinxidas. Ademais poden estar ou non suxeitas á dinámica das mareas, e ó nivel de salinidade pode variar desde condicións de auga doce ata a hipersalinidade segundo o equilibrio hidrolóxico (Kjerfve, 1994). Os sistemas barreira-lagoa do NO peninsular caracterízanse polo seu reducido tamaño e escasa profundidade, cunha importante compoñente estrutural na súa formación (González-Villanueva et al., 2015). Costas (2006) e Costas et al. (2009) analizan a evolución do sistema barreira-lagoa de Rodas (Illas Cíes) durante os últimos 7700 anos, mediante a análise de litofacies e de datos palinolóxicos. Outro complexo sedimentario estudado é o de Louro-Lagoa das Xalfas (González-Villanueva et al., 2009, 2015; Méndez Martínez et al., 2011), situado nunha pequena baía no límite exterior da ría de Muros e Noia. Entre as lagoas litorais colgadas (*perched lakes)* destacan as investigacións realizadas en Doniños (Santos et al., 2001; Sáez et al., 2018) e Traba (Alonso & Pagés, 2000, 2010; Arribas et al., 2010; Bao et al., 2007; Devoy et al., 1996). Outros sistemas máis abertos e controlados polas mareas son os de Baldaio (Alonso & Pagés, 2007, 2010; Arribas et al., 2010; Saa & Díaz-Fierros, 1985) e Corrubedo (Saa & Díaz-Fierros, 1985). Ademais débese incluír os estudos realizados sobre paleolagoas, hoxe colmatadas ou destruídas, como as de Pantín (Alonso & Pagés, 2010; Arribas et al., 2010; Saa & Díaz-Fierros, 1985) ou Sada (Alonso & Pagés, 2010; Alonso et al., 2003).

Algúns autores identifican niveis de eolianitas e depósitos eólicos antigos resultado do avance dos sistemas dunares remontantes durante a as etapas transgresivas. En Cíes (Arce-Chamorro et al., 2021b, 2022b, 2022c, 2022d) definen un episodio de sedimentación eólica durante o MIS 2, inducido por fortes ventos costeiros que permitiron a formación de dunas remontantes en cotas de +40 m snma. Tamén en Cíes, Martínez-Cortizas et al., (1996a, 1997) analizan o depósito eólico de Figueiras. O nivel paleodunar de punta Penaboa (A Coruña) está datado en ~300 000 BP (Fernández-Mosquera et al., 2007; Trindade et al., 2013), polo que a súa xénese enmarcaríase no MIS-9, namentres Arce-Chamorro et al. (2022c) adscriben os depósitos de eolianitas de punta Langosteira e Bornalle ao MIS-6. Por último, referenciar o estudo de Asensio Amor & González Martín (1987), onde se identifican niveis eólicos antigos (sen datar) sobre un nivel de terraza fluvio-mariña, na marxe oriental da ría de Ribadeo.

Os estuarios e marismas son zonas de deposición sedimentaria, converténdoos nun dos ambientes máis amplamente empregados para as reconstrucións paleoambientais. No caso de Galicia, a propia morfoloxía da costa e a elevada densidade de cursos fluviais favorecen a súa proliferación. Entre os sistemas estuarinos estudados atópanse os dos ríos: Miño (Leorri et al., 2012b, Moreno et al., 2014), Miñor (Méndez Martínez et al., 2011; Nombela et al., 2005; Pérez-Arlucea et al., 2005), Lérez (Díaz-Fierros et al., 1989), Ulla (Díaz-Fierros et al., 1989; Saa & Díaz-Fierros, 1983; Leiros & Guitián, 1983), Mandeo (Alonso & Pagés, 2007, 2010; Alonso et al., 2003; Asensio Amor & Grajal, 1983; Díaz-Fierros et al., 1989; Leiros & Guitián, 1983), Baxoi (Alonso & Pagés, 2010; Alonso et al., 2003; Arribas et al., 2010), Eume (Asensio Amor & Grajal, 1983), marismas da ría de Ferrol (Alonso & Pagés, 2010; Alonso et al., 2003) e o estuario do río Landro (Arribas et al., 2010).

As secuencias edafo-sedimentaria obtidas en praias e sistemas praia-duna poden reflectir con precisión os cambios no nivel do mar, aínda que habitualmente a súa potencia sedimentaria é máis limitada. As secuencias obtidas en praias ou sistemas praia-duna aparecen en numerosos estudos paleoambientais, pero normalmente como parte de investigacións centradas noutros ambientes, como as lagoas costeiras. Entre os estudos levados a cabo en praias e sistemas praia-duna, destacan os de Seselle (Santos & Vidal Romaní, 1993; Santos et al., 1993), onde baixo a praia actual se identificou un nivel orgánico interpretado coma unha

pequena lagoa costeira, datada entre 4350 ± 90 BP e 3970 ± 50 BP. Baixo a praia de Ponzos (Alonso & Pagés, 2000, 2007; Gómez-Orellana et al., 2021) tamén se identifican niveis orgánicos holocenos. En punta dos Pericos (Costa-Casais et al. 2012b) analizan tres secuencias policíclicas (facies costeiras, eólicas e continentais) situadas entre as praias de Couso e Area Basta, permitindo reconstruír a evolución do sector durante os últimos 8000 anos. Outros sistemas praia-duna estudados son os de Areoso (Blanco-Chao et al., 2017; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2021b, 2023), Barrañán (Brosche, 1983), Corrubedo (Vilas et al., 1986) e Ladeira (Barragán et al., 2009; Clemente et al., 2004a). Tamén se debe facer mención aos estudos levados a cabo en antigos sistemas dunares en entornas urbanas, como as de Vigo (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997; Tallón-Armada et al., 2013, 2015).

Os cantís sedimentarios son resultado da interacción entre os procesos continentais e os costeiros, e ofrecen información de alta resolución sobre os cambios nas condicións ambientais. Ao tratarse de secuencias expostas pola acción do mar, son formacións de alto valor e interese de cara ao estudo paleoambiental. Existe un gran número de estudos, realizados ao longo da costa galega. A costa sur, entre A Guarda e Baiona caracterízase por ser esencialmente rectilínea e estar flanqueada caro o leste por un conxunto de serras litorais (Montes da Valga, serra da Groba, etc.) que acadan ata os 600 m snmm. A morfoloxía abrupta favoreceu os procesos de ladeira, fluvio-nivais e periglaciais, que fosilizaron a costa MIS-5e durante a última glaciación (Blanco-Chao et al. 2003). Esta configuración favoreceu a acumulación de potentes depósitos por todo o sector, moitos dos cales foron obxecto de estudo (Blanco-Chao & Costa-Casais, 2001; Blanco-Chao et al., 2002, 2009; Cano et al., 1997; Costa-Casais & Caetano Alves, 2013; Costa-Casais et al., 2002, 2003, 2008a; Pérez-Alberti et al., 1998b; Saa, 1985). Entre os depósitos estudados destacan os de Fedorento (Brosche, 1982; Butzer, 1967), Mougás (Brosche, 1982; Costa Casais et al., 1996b; Franz, 1967; Gómez-Orellana et al., 1998, 2013; Nonn 1966; Martínez-Cortizas et al., 2009; Ramil-Rego et al., 1998a, 1998b; Saa, 1985; Saa & Díaz-Fierros, 1988), Oia (Cano et al., 1997; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais & Caetano Alves, 2013; Costa-Casais et al., 2003) e Sanxián/Portocelo (Blanco-Chao et al. 2003; Butzer, 1967; Cano et al., 1997; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais & Caetano Alves, 2013; Franz, 1967).

Na área das Rías Baixas hai estudos realizados nas rías de Vigo (Butzer, 1967; Franz, 1967), Pontevedra (Franz, 1967) e Arousa (de Jong & Poortman, 1970; Martínez-Graña et al., 2000). Na ría de Muros e Noia destacan os estudos realizados nos depósitos de Fonforrón (Costa-Casais, 2001; Costa-Casais et al., 2007), punta Ínsua (Alonso & Pagés, 2000, 2007) e especialmente Caamaño (Alonso & Pagés, 2000, Blanco-Chao et al., 2002, 2009; Costa-Casais, 2001, Costa-Casais et al., 1994, 2003, 2007; Martínez-Cortizas et al., 2009; Pérez-Alberti, 2000; Pérez-Alberti et al., 1998b, Gómez-Orellana et al., 2013; Trenhaile et al., 1999). O depósito de Caamaño, está situado no extremo sur da ría de Muros e Noia, cunha potencia de 6-8 m. Na actualidade presenta unha dinámica regresiva, deixando ao descuberto xeoformas litorais antigas. O depósito aséntase sobre a plataforma litoral e está composto de muro a teito por facies de orixe costeira, eólica e continental, que representan a evolución ambiental do sector durante os últimos ~40 000 anos. A base do depósito correspóndese cun nivel de paleopraia, situado uns 3 m por riba do nivel do mar actual, formado posiblemente durante o último interglaciar (Trenhaile et al., 1999). Outro traballo realizado no sector é o de Costa-Casais et al. (1996a), onde se analizan as diferentes tipoloxías de depósitos entre os cabos Corrubedo e Fisterra.

Entre Fisterra e o golfo Ártabro existen numerosos exemplos de depósitos costeiros obtidos en cantís sedimentarios. Alonso & Pagés (2000, 2007) definen os niveis sedimentarios ao longo de todo este sector da costa. Ao sur de Muxía atópase o depósito de Arnela,

USC DE COMPOSTELA

composto por facies costeiras, eólicas e continentais de ata ~40 000 BP. A secuencia sitúase sobre unha plataforma eemiense (Blanco-Chao et al., 2002; Costa-Casais, 2001; Pérez-Alberti et al., 1999). Máis ao norte, Brosche (1983) e Franz (1967) estudaron os depósitos situados na praia de Barrañán (Arteixo). Mentres que Nieto Freire & Vidal Romaní (1989) identifican unha serie de terrazas mariñas no sector comprendido entre os cabos Prioriño e Prior.

Por último, compre sinalar os estudos realizados en depósitos da Mariña Lucense coma os de Area Longa-Fazouro (Alonso & Pagés, 2000, 2007; Gómez-Orellana et al., 2007; Saa & Díaz-Fierros, 1988), Cangas de Foz (Brosche, 1983), Nois (Alonso & Pagés, 2000, 2007), Perdouro (Copa Novo & Asensio Amor, 1987), Reinante (Barral Silva et al., 1985) e Riomar (Copa Novo & Asensio Amor, 1987). Asensio Amor (1985) e Asensio Amor & González Martín (1987) identifican unha serie de terrazas mariñas en diferentes enclaves da ría de Ribadeo. Entre os depósitos máis estudados deste sector da costa cantábrica destacan os de punta Gallín (Feal-Pérez, 2012; Feal-Pérez et al., 2009, 2011, 2014). Trátase dunha pequena enseada situada ao oeste de Ribadeo, cuxa arquitectura edafo-sedimentaria permitiu interpretar a súa evolución dende o último interglaciar.

3.1.4.2 Modelos e curvas da transgresión holocena.

Nos estudos sobre a reconstrución paleoambiental en áreas costeiras, as variacións do nivel do mar son un factor fundamental á hora de interpretar a súa evolución. Aínda que existen numerosas curvas do nivel do mar (Fairbanks, 1989; Fairbridge, 1961; Lambeck, 1997; Lambeck et al., 2014), os condicionantes locais e rexionais seguen a dificultar a súa aplicabilidade global, en especial para traballos acoutados a nivel cronolóxico e espacial como son os *estudos de caso*. Na costa galega téñense realizado diferentes curvas e modelos do nivel do mar durante o Holoceno. Hernández-Molina et al. (1994) propoñen un modelo da transgresión holocena baseándose nos datos de perfís sísmicos realizados en cinco sectores da costa española, incluíndo a ría de Muros e Noia. Os autores sinalan que o aumento eustático estaría modulado por ciclos suborbitais. Devoy et al. (1996) estiman unha curva do nivel do mar para a fachada atlántica galega en base a secuencias obtidas no complexo barreira-lagoa de Traba. Non obstante, trátase máis ben dun modelo teórico aproximado, debido ao limitado marco cronolóxico empregado (dúas datacións). García-García et al. (2005) propón unha curva para a primeira etapa transgresiva (~20 000 - 10 000 BP) para a ría de Vigo, en base ao estudo sísmico do recheo sedimentaria submarino.

Unha das curvas de evolución do nivel do mar durante o Holoceno máis detalladas é a realizada por Alonso & Pagés (2010) en base á comparación de numerosos depósitos do norte de Galicia e de Asturias (Figura 67). Esta curva propón unha transgresión rápida ata ~6800 BP, seguido dun período de estabilización do NMR ata o ~4200 BP, en cotas de entre -7 m e -5 m por debaixo das actuais. De ~4200 BP a ~3100 BP produciríase unha aceleración das taxas de subida, ata situarse en niveis lixeiramente inferiores aos presentes. A partir do ~2000 BP acadaríanse un Nivel do Mar Relativo (NMR) semellante ao actual. González-Villanueva et al. (2015) emprega os puntos índices obtidos no sistema barreira-lagoa de Louro, onde se estimou que o nivel do mar apenas tería variado dende o 3500 BP, para comparalos con outras estudos realizados na fachada atlántica do sur de Europa.

O estudo de tres secuencias obtidas na marxe meridional do estuario do río Miño permitiron a Leorri et al. (2012b) elaborar unha curva do nivel do mar para a costa atlántica ibérica. Segundo este traballo o NMR tería aumentado rapidamente ata o ~7000 BP, cando se situou a -5 m baixo o nmma, mentres as cotas actuais teríanse acadado despois do 4000 BP. Máis recentemente, García-Artola et al. (2018) realizaron un estudo sobre as variacións

rexionais da transgresión holocena na fachada atlántica do sur de Europa. Este estudo presenta dúas curvas do nivel mar para o NO peninsular. A primeira corresponderíase coa metade norte de Galicia, empregando puntos índices obtidos de Alonso & Pagés (2010) e Santos & Vidal Romaní (1993). O NMR situaríase en -9,5 ±2,1 m baixo o nmma entorno ao 8400 BP, namentres non se acadarían as cotas semellantes as actuais ata os últimos ~2000 BP. A segunda curva corresponderíase coa evolución do sur de Galicia e o norte de Portugal, empregando puntos índices obtidos en diferentes estudos (Costas et al., 2009; Drago et al., 2006; Moreno et al., 2014; Ribeiro et al., 2011), situando o NMR en -6,7 ±0,4 m entorno ao 7600 BP, mentres que no ~6000 BP apenas estaría a -1,2 ±0,1 m baixo o nmma. A inconsistencia destes modelos rexionais deriva do escaso número de puntos índices empregados, e que estes son obtidos principalmente en ambientes estuarinos, cuxa evolución sedimentaria está moi ligada á dinámica fluvial e aos aportes continentais.

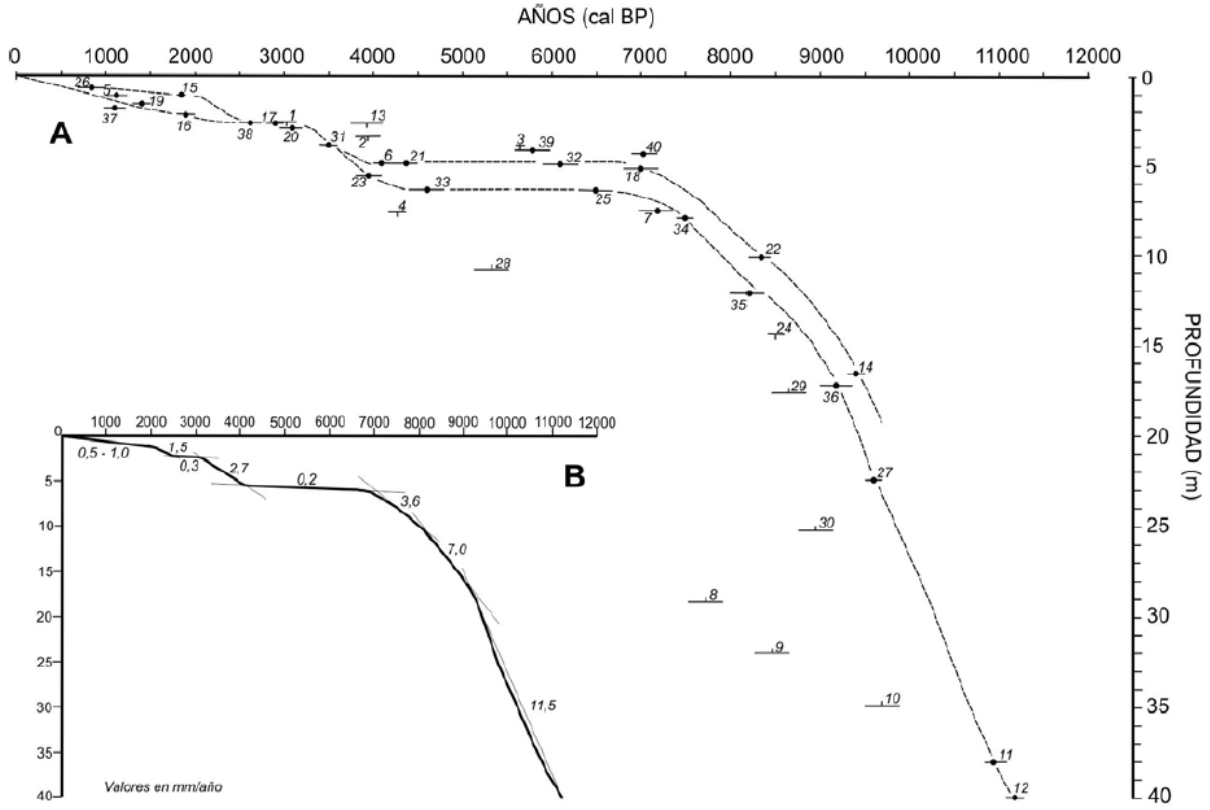


Figura 67: a) Curva do nivel do mar para o NO peninsular. b) Valores medios de subida/taxa de sedimentación por tramos. Fonte: Alonso & Pagés (2010).

O estudo de tres secuencias obtidas na marxe meridional do estuario do río Miño permitiron a Leorri et al. (2012b) elaborar unha curva do nivel do mar para a costa atlántica ibérica. Segundo este traballo o NMR tería aumentado rapidamente ata o ~7000 BP, cando se situou a -5 m baixo o nmma, mentres as cotas actuais teríanse acadado despois do 4000 BP. Máis recentemente, García-Artola et al. (2018) realizaron un estudo sobre as variacións rexionais da transgresión holocena na fachada atlántica do sur de Europa. Este estudo presenta dúas curvas do nivel mar para o NO peninsular. A primeira corresponderíase coa metade norte de Galicia, empregando puntos índices obtidos de Alonso & Pagés (2010) e Santos & Vidal Romaní (1993). O NMR situaríase en -9,5 ±2,1 m baixo o nmma entorno ao 8400 BP,

USC
UNIVERSIDADE DE COMPOSTELA

namentres non se acadarían as cotas semellantes as actuais ata os últimos ~2000 BP. A segunda curva corresponderíase coa evolución do sur de Galicia e o norte de Portugal, empregando puntos índices obtidos en diferentes estudos (Costas et al., 2009; Drago et al., 2006; Moreno et al., 2014; Ribeiro et al., 2011), situando o NMR en -6,7 ±0,4 m entorno ao 7600 BP, mentres que no ~6000 BP apenas estaría a -1,2 ±0,1 m baixo o nmma. A inconsistencia destes modelos rexionais deriva do escaso número de puntos índices empregados, e que estes son obtidos principalmente en ambientes estuarinos, cuxa evolución sedimentaria está moi ligada á dinámica fluvial e aos aportes continentais.

Unha das primeiras curvas do nivel do mar no norte de Portugal é a realizada por Dias (1985). Segundo este modelo, o NMR situouse entre -130 m e -140 m durante o Último Máximo Glacial (LGM), posteriormente teríase producido un rápido aumento ata o ~8000 BP, momento no que NMR achegábase aos -20 m baixo o nmma, e as taxas de aumento comezaron a desacelerarse. Cotas próximas ás actuais teríanse acadado entorno ao 3500 BP (Dias, 1985; Dias et al., 2000). Tamén no norte de Portugal, a curva do nivel do mar de Granja (1999) reflicte posibles efectos dos movementos corticais neotectónicos, namentres Cearreta et al. (2007) sinalan que un NMR semellante ao presente acádase no ~6000 - 5000 BP, e que incluso se superarían as cotas actuais con posterioridade (Moura et al., 2007). Os estudos realizados no SO ibérico (Costas et al., 2016; Dabrio et al., 2000; Teixeira et al., 2005; Zazo et al., 2008), tamén sitúan entre o 6500 BP e o 5000 BP o momento onde o nivel do mar acadaría cotas semellantes ás contemporáneas.

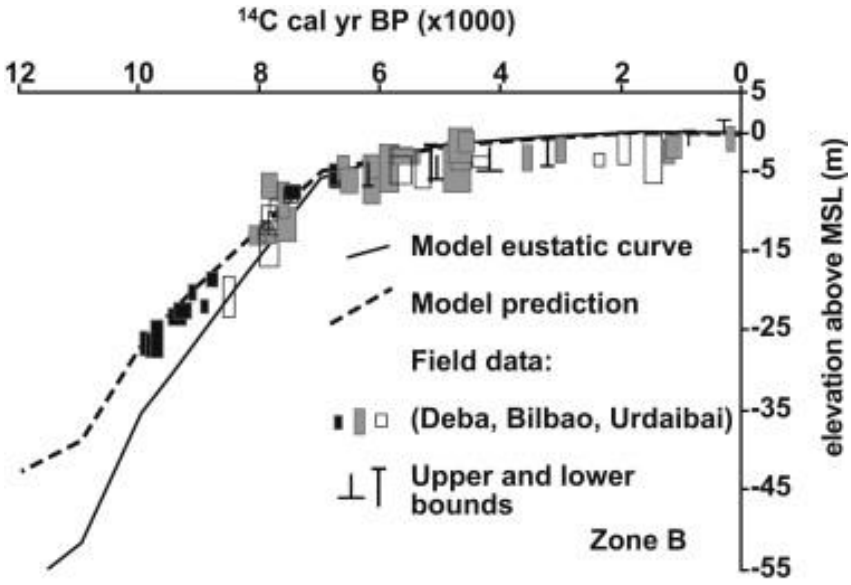


Figura 68: Curva do nivel do mar para os últimos 12 000 anos no golfo de Biscaia. Fonte: Leorri et al. (2012a).

Por último, entre os curvas de nivel realizadas na costra cantábrica, destaca a proposta por Leorri et al. (2012a) baseada nos datos obtidos en tres estuarios da costa vasca (Bilbao, Deba e Urdaibai) e a súa comparación con outros estudos rexionais. O modelo proposto (Figura 68) diferenza dúas fases principias: unha primeira caracterizada por un rápido aumento do NMR desde aproximadamente -27 m baixo o nmma en ~10 000 BP a -5 m cara o 7000 BP. A segunda fase rexistra un aumento lento do NMR a partir do ~7000 BP. Entre o 4000 BP e o 2000 BP os datos semellan mostras unha caída e posterior aumento do NMR, pero os autores aducen a procesos isostáticos, asociados principalmente ao rebote periférico

resultado da deglaciación do casquete Fenoescandinavo, ou inclusive a actividade antrópica na rexión. Tamén no estuario de Urdaibai, García-Artola et al. (2023) identifica un NMR de -2,7 ±1,2 m en ~4900 BP.

A complexidade dos estudos de reconstrución do nivel do mar, unido á factores locais e rexionais, imposibilita a creación dun modelo de alta precisión a nivel global, e inclusive, rexional. Os estudos realizado ao longo da costa atlántica e cantábrica da Península Ibérica ilustran importantes diferenzas rexionais, resultados dos movementos corticais e dos factores locais dos lugares de estudo. A actividade tectónica cuaternaria no NO peninsular é unha cuestión moi discutida, especialmente no relativo ao Holoceno. Os terremotos de baixa e media intensidade rexistrados no sector occidental do macizo galaico revelan a existencia de sistemas de falla activos (Martín-González, 2009; Martín-González et al., 2012; de Vicente et al., 2011). Tamén se ten relacionado a actividade sísmica recente cunha posible reactivación das estruturas antigas no sector exterior da plataforma continental (Muñoz et al., 2003). A pesar da sismicidade rexistrada no interior de Galicia, a fachada atlántica considérase tectonicamente estable, ao non terse rexistrados movementos corticais significativos dende, alomenos, o último interglaciar (Alonso & Pagés, 2000, 2007; Blanco-Chao et al., 2002, 2003; Leorri et al., 2013b; Trenhaile et al., 1999). Na ría de Arousa, Arce-Chamorro & Vidal-Romaní (2021a) non identifican taxas de levantamento significativas dende o final do Plistoceno Medio, mentres que Martínez-Graña et al. (2000) advirten actividade tectónica posterior ao MIS-5e en base a un nivel elevado (+5,5 m snmm), identificado como mariño, en punta Montalvo. Os autores relacionan a posición deste nivel cunha posible reactivación de fallas con compoñente vertical e salto duns 2 m, que terían estado activas como mínimo durante as primeiras etapas do último período glaciar (*Würm*). Tamén sinalan que a actividade tectónica podería ser mesmo máis recente se a arquitectura sedimentarias do depósito estudado fora resultado de micro-diapiros e micro-cabalgamentos, no canto de procesos periglaciais como os identificados no resto da costa galega (Blanco-Chao & Costa-Casais, 2001; Blanco-Chao et al., 2000, 2002, 2009, 2019; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais et al., 1994, 1996a, 1996b, 2002, 2003, 2007; Feal-Pérez et al., 2009, 2014; Pérez-Alberti et al., 1997, 1998a, 1998b, 2009).

A diferenza do resto da fachada atlántica galega, no sector meridional existe máis controversia sobre posibles levantamentos tectónicos recentes. Martínez-Carreño & García-Gil (2017) identifican actividade tectónica na ría de Vigo, alomenos ata o Plistoceno Superior. Esta neotectónica finiplistocena pode relacionarse coa formación de terrazas no río Miño, e incluso puido continuar ata datas máis recentes (Viveen et al., 2012a, 2012b, 2013a, 2013b, 2014). En contraposición, Leorri et al. (2013b) consideran que o levantamento cortical no estuario do Miño durante o Holoceno é exiguo, aínda que vincula as diferencias con outros sectores próximos a variacións nas taxas de levantamento isostático periférico. Con todo, non resulta ilóxico asumir a presenza actividade tectónica no sector máis meridional de Galicia, tendo en conta os movementos tectónicos recentes propostos por diferentes estudos ao longo de toda a costa portuguesa (Araújo, 2003; Araújo et al., 2003; Carvalho et al., 2014; Cunha et al., 2005; García-Amorena et al., 2007; Granja, 1999; Granja & de Groot, 1996; Granja et al., 1999) e do sur de España (Goy et al., 1996; Zazo et al. 2008).

Na costa cantábrica tamén se ten suxerido un levantamento tectonoisostático posterior ao MIS-5e (Álvarez-Marrón et al., 2008; López-Fernández et al., 2020; Martín-González & Canora, 2019; Mary, 1983; Mary et al., 1975; Moniño Sáez et al., 1988). Leorri et al. (2012a) consideran a costa vasca como tectonicamente estable durante o Holoceno, aínda que si advirten o efecto do levantamento isostático periférico, como ocorre na costa francesa (Lambeck, 1997). A comparación entre depósitos costeiros posteriores ao MIS-5e revelan

USC COMPOSTELA

unha elevación do sector cantábrico centro-oriental de 2-3 m fronte á costa galega (Alonso & Pagés, 2007; Monino Sáez et al., 1988; de Vicente et al., 2011). A presenza de depósitos holocenos elevados tamén se teñen interpretado como unha fase (Flandriense) de nivel do mar elevado (Feal-Pérez, 2012; Flor-Blanco et al., 2016). Esta actividade tectónica recente no rango cantábrico presenta diferenzas lonxitudinais, cunha diminución das taxas de levantamento cara o oeste, aínda que esta máxima aínda debe ser confirmada (Álvarez-Marrón et al., 2008; Blanco-Chao et al., 2002; López-Fernández et al., 2020).

Ata o de agora non se ten identificado movementos tectónicos significativos na costa galega dende o Plistoceno Final, máis alá dos suxeridos nos extremos meridional e nororiental. Así, a costa galega teríase mantido estable, actuando como unha sorte de eixo pivotante (Blanco-Chao et al., 2002, 2003) entre os levantamentos da costa portuguesa e da cantábrica. Este feito resulta substancial á hora de interpretar as variacións do nivel do mar, pois limita a comparación entre os diferentes estudos realizados a nivel rexional. Ante esta realidade, considérase o máis recomendable para o encaixe dos resultados obtidos no illote Areoso, a súa comparación con outros estudos realizados na costa galega.

3.1.4.3 A transgresión holocena no NO penisular

Aínda que a costa galega foi modelada durante a alternancia de ciclos glaciares e interglaciares plistocenos, o derradeiro interglaciar (MIS-5e) foi o responsable de moitas das morfoloxía hoxe observadas (terrazas, plataformas, cantís, paleopraias, coídos, etc.). O MIS-5e caracterizouse por ser un período longo e acadar un nivel do mar superior ao actual, polo que o seu poder erosivo foi notable, eliminando os depósitos costeiros anteriores (Alonso et al., 2003; Blanco-Chao et al., 2002, 2003; Trenhaile et al., 1999). A diferenza do consenso xeral sobre o nivel do mar durante o MIS-5e, Alonso & Pagés (2000, 2007) analizan afloramentos plistocenos ao longo da costa galega, onde se identifican paleopraias elevadas datadas no MIS-5a (~85 000 - 74 000 BP), cuxa cronoloxía os autores poñen en dúbida ao non axustarse ao modelos descritos noutros enclaves atlánticos. Durante a segunda metade da última glaciación, as condicións frías e a regresión mariña favoreceron a actividade periglacial e os procesos de ladeira, que pouco a pouco foron fosilizando as formas costeiras eemienses (Figura 69) (Blanco-Chao et al., 2002, 2003; Trenhaile et al., 1999). A análise dos depósitos edafo-sedimentarios costeiros permitiu diferenciar fases de predominio morfoxenético, caracterizado por acumulacións de material groso, fronte a outras onde dominaban os procesos edafoxenéticos, coa formación de solos ricos en material fino e material orgánica (Blanco-Chao & Costa-Casais, 2001; Blanco-Chao et al., 2002, 2003, 2009; Cano et al., 1997; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais et al., 1994, 1996b, 2002, 2003, 2007; Feal-Pérez, 2014; Pérez-Alberti et al., 1998b, 2009).

Durante o Último Máximo Glaciar (LGM) as rías permaneceron emerxidas, polo que funcionaban coma vales fluviais, onde a cobertura vexetal estaría conformada principalmente por herbáceas e matogueiras (García-García et al., 2005; García-Moreiras, 2017), e dominaban os procesos fluvio-continentais, que se manterían durante as primeiras etapas transgresivas (Arce-Chamorro & Vidal-Romaní, 2021a; Muñoz Sobrino et al., 2013; Pérez-Alberti et al., 2009; Rey, 1991). Coa mellora climática posglaciar deu comezo unha etapa de aumento do NMR, responsable da configuración e a dinámica dos sistemas costeiros actuais, aínda que a súa resposta depende en gran parte da configuración topográfica e da dispoñibilidade de sedimento (Feal-Pérez, 2012). Apenas existen evidencias sobre o inicio da transgresión posglaciar na costa galega. Rey (1991) situou o seu comezo entorno ao ~15 000 - 14 000 BP, non obstante, o comezo da fase transgresiva seguramente se iniciase con

anterioridade se ficamos a maioría de modelos realizados no atlántico norte, que sitúan o seu comezo sobre o ~20 000 BP (Benjamin et al., 2017; Clark et al., 2009; Lambeck et al., 1997, 2014; Maslin & Brierley, 2015; Yokoyama et al., 2000). Unha vez comezada, as taxas de aumento non foron continúas, pois téñense estimado pulsos regresivos ou de desaceleración asociados a episodios de arrefriamento coma os *Dryas* (García-García et al., 2005; García-Moreiras et al., 2019a; Martínez-Carreño & García-Gil, 2017), durante os que se detecta unha intensificación da actividade eólica (Feal-Pérez, 2014).

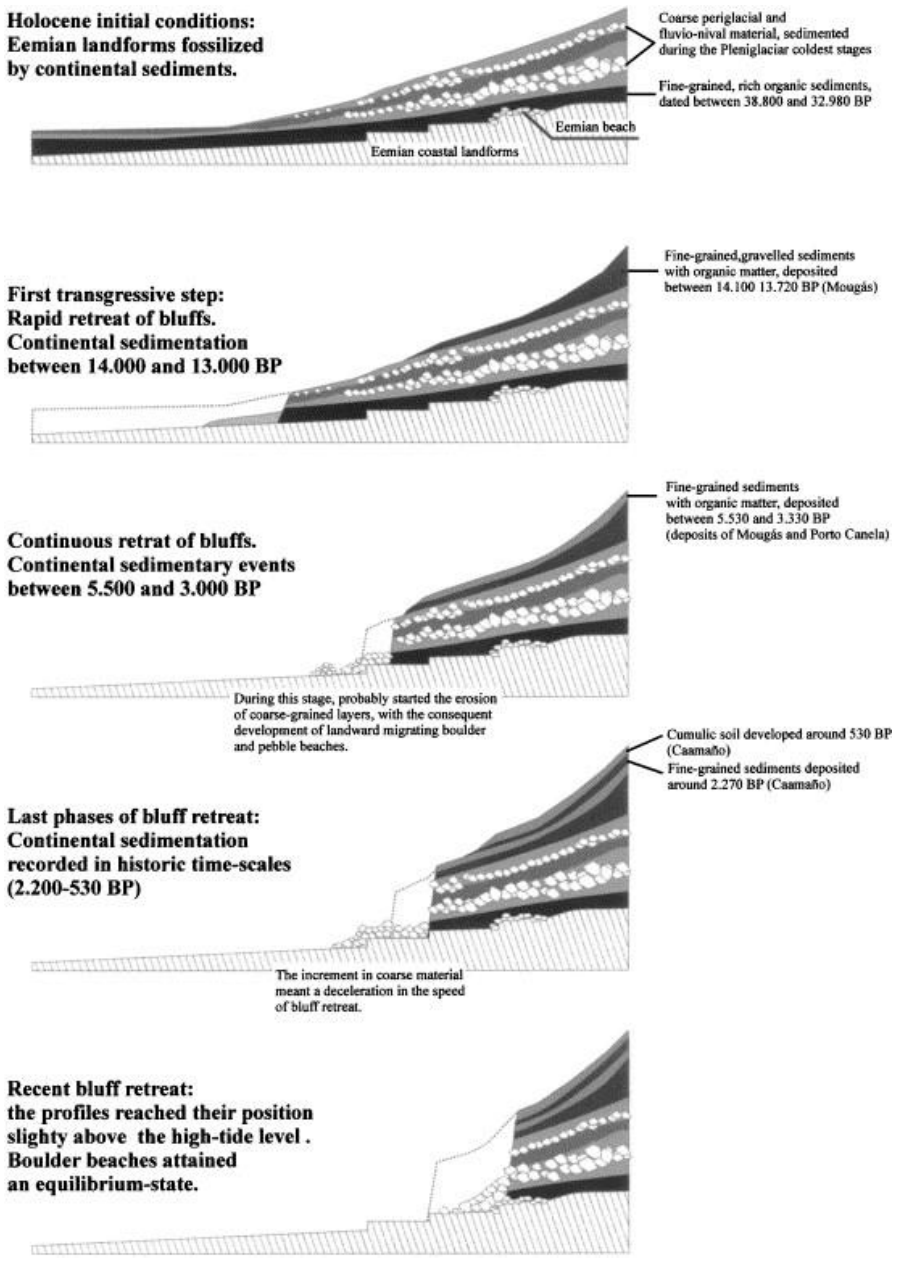


Figura 69. Modelo de evolución posglaciar dos sectores costeiros. O progresivo aumento do NMR foi erosionado os depósitos sedimentarios antigos que fosilizaran a costa eemiense. A dinámica trasngresiva supuxo a incorporación dun importante volume de sedimentos, de cuxa reconfiguración deriva a xénese da maioría dos sistemas costeiros actuais. Fonte: Blanco Chao et al. (2002).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

O rápido aumento do NMR tería mudado o nivel base dos ríos, reducindo o seu potencial enerxético e favorecendo a deposición do material nos sectores internos das rías (Cartelle & García-Gil, 2019). A subida do NMR durante a etapa inicial do Holoceno foi inundando os vales fluviais, que progresivamente evolucionaron cara estuarios controlados polas mareas (Alonso et al., 2003; Arribas et al., 2010; Cartelle et al., 2022; Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2022; García-Moreiras et al., 2019a). Esta evolución non se produciría coetaneamente en todas as rías. Na ría de Ferrol, Cartelle & García-Gil (2018) sitúan o establecemento dun sistema estuarino controlado polas mareas entre o 11 700 BP e o 8000 BP. Alonso et al. (2003) tamén identifican a entrada mariña no golfo Ártabro a comezos do Holoceno. Na ría de Arousa, a análise de testemuñas submarinas permitiu a Cartelle (2019) identificar influencia mariña no interior da ría no ~14 000 BP, a uns 64 m por debaixo do NMR actual. Durante esta etapa, un estuario ocuparía o sector central de Arousa, con extensas chairas inundables nas marxes, namentres o sector máis interno aínda estaría dominado por unha sedimentación fluvial. Tamén en Arousa, García-Moreiras et al. (2019a) identifican un aumento das condición mariñas no sector interno da ría cara o ~10 200 BP, coa conseguinte erosión dos depósitos subxacentes. A partir do ~10 200 BP, os resultados palinolóxicos suxiren unhas condicións máis cálidas e húmidas, incrementando os aportes fluviais, favorecendo o desenvolvemento de zonas húmidas costeiras e a expansión dos bosques mesófilos. Unha evolución semellante tería ocorrido na ría de Vigo, non obstante, os resultados obtidos mediante estratigrafía sísmica nos sectores máis profundos das paleocanles, suxiren que na ría de Arousa teríase inundado antes que a de Vigo (Cartelle, 2019; García-Moreiras et al., 2019a; Martínez-Carreño, 2015).

A comezos do Holoceno o NMR atopábase uns 40-45 m por debaixo do actual (Alonso & Pagés, 2010; Nombela et al., 2005). A inundación progresiva levou a erosión dos depósitos continentais acumulados durante a fase glaciar (Figura 69), incorporando un gran volume de sedimentos de diferente natureza, ao sistema costeiro (Arribas et al., 2010; Blanco-Chao et al., 2002; Cartelle et al., 2022; Pérez-Alberti et al., 2009). A partir do ~10 000 BP as taxas de aumento terían diminuído lixeiramente, ata que o nivel do mar acadou os -10 m no ~8000 BP (Alonso et al., 2003; Alonso & Pagés, 2010; Arribas et al., 2010; Sáez et al., 2018). No mesmo senso, Muñoz Sobrino et al. (2022) proporcionan un rexistro local para a ría de Ferrol, onde ao final do Holoceno Inicial (~8200 BP) o nivel do mar estaría -12,6 m baixo o nmma. Entre o 7500-7000 BP prodúcese unha notable redución das taxas de aumento do nivel do mar (Alonso et al., 2003; Alonso & Pagés, 2010; Andrade et al., 2014; Cartelle et al., 2022; Leorri et al., 2012b; Nombela et al., 2005; Zazo, 2006), momento onde o NMR situaríase entre 5-7 m por debaixo das cotas actuais (Alonso & Pagés, 2010; Leorri et al., 2012a, 2012b), mentres Bao et al. (2007) identifican en Traba un NMR de -7 m baixo o nmma cara o 5700 BP. Esta desaceleración permitiu a formación dos sistemas sedimentarios, como zonas húmidas costeiras ou os sistemas barreira-lagoa (Arribas et al., 2010; Bao et al., 2007; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015; Sáez et al., 2018).

Aínda que se aprecia certo consenso á hora de interpretar a evolución da costa durante a fase de rápido aumento do nivel do mar durante o Holoceno Inicial, non existe un modelo xeneralizado de interpretación minuciosa da última fase da transgresión holocena para o NO peninsular. Entre os estudos levados a cabo sobre a reconstrución do nivel do mar a partir do Holoceno Medio identifícanse notables diferenzas cronolóxicas á hora de situar con precisión o momento onde o NRM acadou unhas cotas semellantes ás actuais, aspecto de elevada importancia de cara á interpretación da configuración costeira (Alonso & Pagés, 2010). Na costa portuguesa e SO ibérico a maioría dos estudos sitúan o NMR en cotas semellantes ou incluso superiores ás actuais entre o ~6500 BP e o ~5000 BP (Cearreta et al., 2007; Dabrio et

al., 2000; Leira et al., 2019; Moura et al., 2007; Teixeira et al., 2005; Zazo et al., 2008). Algúns traballos en sectores do norte de Portugal (Dias et al., 2000; Leorri et al., 2012b) retrasan o momento onde o NMR acada niveis parellos aos presentes ata o ~3500-3000 BP. No rango cantábrico, os depósitos estuarinos localizados na costa vasca, situarían o NMR en cotas próximas ás actuais entre o 4000 BP e o 2000 BP (Cearreta & Monge-Ganuzas, 2013; Leorri & Cearreta, 2004; Leorri et al., 2012a), non obstante, estudos máis recentes detectan un NMR practicamente estabilizado en cotas próximas ás actuais cara o ~4900 BP (García-Artola et al., 2018, 2023). No sector oceánico fronte á costa atlántica galega, a análise de testemuñas submarinas (Lantzsch et al., 2009, 2010; Mena et al., 2018) tomados entre a plataforma continental e o Banco de Galicia, identifican un descenso dos aportes sedimentarios continentais no 6000 - 5000 BP, derivado da inundación da plataforma superior e das rías durante a transgresión Holocena, Esta redución dos aportes interprétase coma o momento onde o NMR tería acadado a súa posición actual, manténdose máis ou menos constante ata a actualidade.

Na costa galega, a curva do nivel do mar de Alonso & Pagés (2010) identifica (Figura 67) unha estabilización do NRM entorno a -7-5 m baixo o nmma entre ~6800 BP e ~4200 BP, cunha posterior fase transgresiva ata situarse nunha posición próxima ao presente cara o ~2500-2000 BP. Con todo, moitos dos estudos realizados na fachada atlántica galega non coinciden con este modelo. A redución das taxas de subida do NMR evidenciase a formación de marismas e turbeiras costeiras en numerosos sectores do NO peninsular, especialmente na costa cantábrica e na portuguesa, con idades comprendidas entre os 6000 BP e os 3500 BP. Estes niveis orgánicos desenvólvense en ambientes de marisma ou en área de mal drenaxe detrás de cordóns dunares. Posteriormente todos estes niveis fóronse progresivamente inundando, provocando a súa erosión ou que foran fosilizados por niveis de praia, quedando expostas por retrocesos actuais (Alonso & Pagés, 2000; Gómez-Orellana et al., 2021; Nombela et al., 2005). Entre os exemplos estudados na costa galega atópase a secuencia edafo-sedimentaria de Seselle, localizada na ría de Ares, onde Santos & Vidal-Romaní (1993) identifican un nivel orgánico situado lixeiramente por debaixo do NMR actual. Esta sedimentación foi interpretada como un ambiente de lagoa litoral de auga doce, desenvolto entre o 4350 ±90 BP (base) e o 3970 ±50 BP (teito), momento onde se produciría a invasión mariña. Posteriormente sería fosilizada por un sistema praia-duna. Un nivel orgánico semellante tamén se identifica na praia de Patos (Nigrán), cuxo teito está datado en 4600 BP (Nombela et al., 2005).

Varios traballos realizados en sistemas barreira-lagoa suxiren que un NMR semellante ao presente non se tería acadado antes de 3600 BP. En Cíes, a elevación do nivel freático permitiu o establecemento dunha lagoa de auga doce despois de 7700 BP (Costas, 2006; Costas et al., 2009). As condicións frías e húmidas da Neoglaciación terían favorecido a acumulación dun nivel orgánico ata o 4000 BP, cando comeza unha sedimentación eólica que afecta a certos sectores da lagoa. A partir do 3600 BP, o NMR tería superado o peche rochoso que confinaba a lagoa, evolucionando cara o sistema barreira-lagoa actual. En Traba, os resultados obtidos por Bao et al. (2007) sitúan o comezo dun sistema palustre de auga doce cara o 5700 BP, cun NMR de -7 m baixo o nmma. A presenza dun peche rochoso impide a conexión aberta co mar, polo que a influencia mariña foi limitada. A partir de 4000 BP rexístrase un aumento da deposición eólica, coa migración do cordón dunar cara ó interior. Esta migración tamén fora identificada con anterioridade por Devoy et al. (1996) en 3370 ± 90 años BP. Entre 3200 BP e 2900 BP, restablécense as condición palustres, e o sistema mantense sen grandes cambios ata o século XIX, cando se detecta unha maior entrada de sedimentos continentais, feito relacionado coa actividade antrópica no sector (Bao et al.,

USC DE COMPOSTELA

2007). Outra lagoa colgada (*perched lake*) é a de Doniños, situada ao norte de cabo Prioriño. Segundo Sáez et al. (2018), o sistema barreira-lagoa de Doniños xa presentaría unha configuración semellante no ~4500 BP, cun posterior evento de baleirado da lagoa entre 1300 BP e 1100 BP, cuxa causalidade pode relacionarse con factores climáticos ou coa actividade antrópica.

A diferenza dos dous anteriores, o sistema barreira-lagoa de Louro (lagoa das Xarfas) presenta un peche sedimentario que impide a súa conexión directa co mar. Os estudos realizados en Louro (González-Villanueva et al., 2009, 2015) sitúan o comezo da sedimentación dentro da lagoa no 8000 BP, do que se deduce a configuración dunha primeira barreira frontal. Cara o 5300 BP, cun NRM alomenos -3,5 m baixo o nmma, comeza unha fase de retrogradación da barreira cara o interior, con episodios de influencia mariña dentro da lagoa. A partir do 3500 BP rexístrase unha importante inestabilidade das barreiras sedimentarias e constantes episodios de inundación mariña da lagoa, o cal se pode vincular ao momento onde NMR tería acadado unhas cotas semellantes ás actuais (Figura 70). Esta fase de inestabilidade finaliza en 1500 BP coa estabilización e progradación da barreira, con episodios de influencia mariña na lagoa moi limitados.

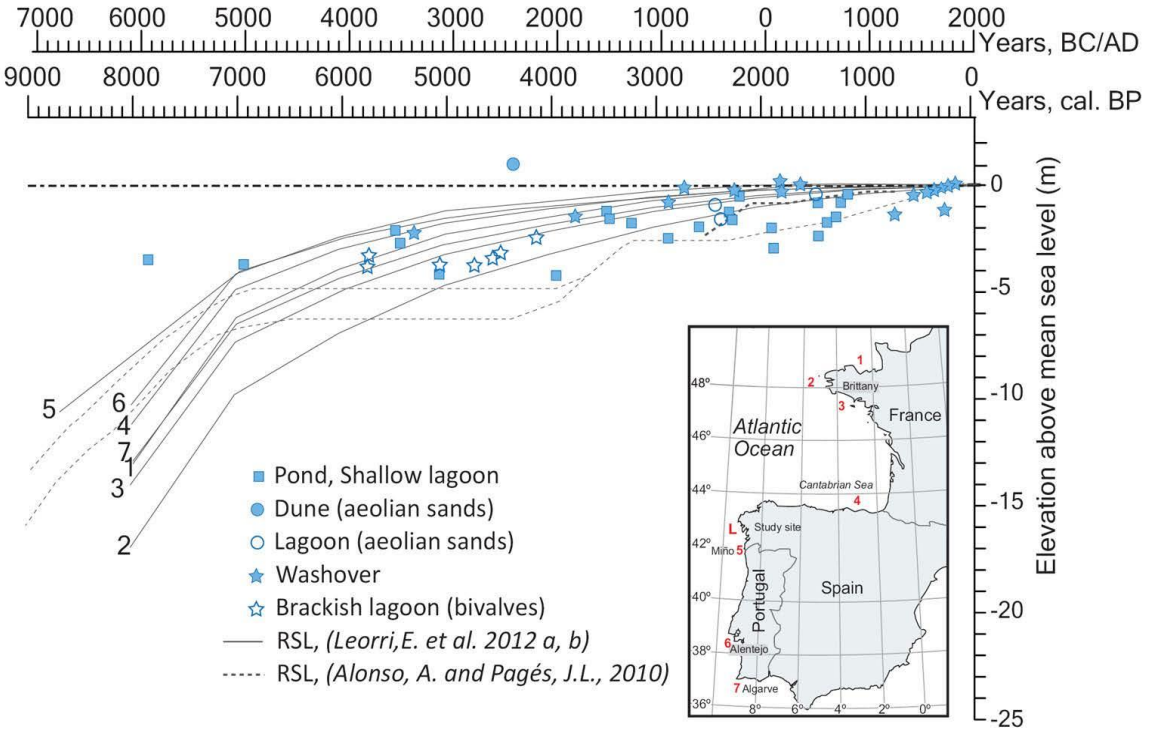


Figura 70: Comparativa entre os puntos índices obtidos no sistema barreira-lagoa de Louro e curvas no nivel do mar realizadas na fachada atlántica do sur de Europa (Alonso & Pagés, 2010; Leorri et al., 2012a, 2012). Fonte: González-Villanueva et al. (2015).

Fronte á tendencia xeral identificada na maioría dos estudos paleoambientais realizados na costa galega, existe un modelo alternativo da trangresión holocena para a ría de Vigo (Arce-Chamorro et al., 2022d) baseado no estudo dun depósito eólico antigo situado na ladeira oriental da illa de Monteagudo (Illas Cíes) (Figura 71). Segundo este estudo, cara o ~20 000 BP, o NMR estaría aproximadamente a -100 m baixo o nmma. Case a finais do Holoceno Inferior (~9000 BP) o NMR tería aumentado modestamente, situándose a -70 m

baixo o nmma, coas dunas remontando cara o interior da ría. Ata o ~4000 BP o mar non tería inundado a ría de Vigo. A partir do ~3000 BP cun NMR aínda a -30 m baixo o nmma, iníciase a configuración actual da ría, onde os sedimentos eólicos irían conformando os sistemas sedimentarios relictos (Rodas, Cabo Home, Nerga, Moaña, Areal-Vigo, Samil e Patos) ata a que o NMR situaríase en cotas semellantes ás actuais (<2000 BP). Esta curva do nivel do mar reflicte o modelo evolutivo para a costa galega proposta por Arce-Chamorro et al. (2021b, 2022b, 2022c), baseada na existencia de supostos campos dunares ao longo da plataforma emerxida durante o final do último episodio glaciar. Esta importante acumulación eólica sería transportada polo vento cara o interior. O avance destas dunas, de ata 300 m de altura, tería colapsado os ecosistemas costeiros. A mobilización destas inxentes cantidades de material eólico cesaría no momento en que o mar acadou cotas próximas ás actuais despois do 2000 BP.

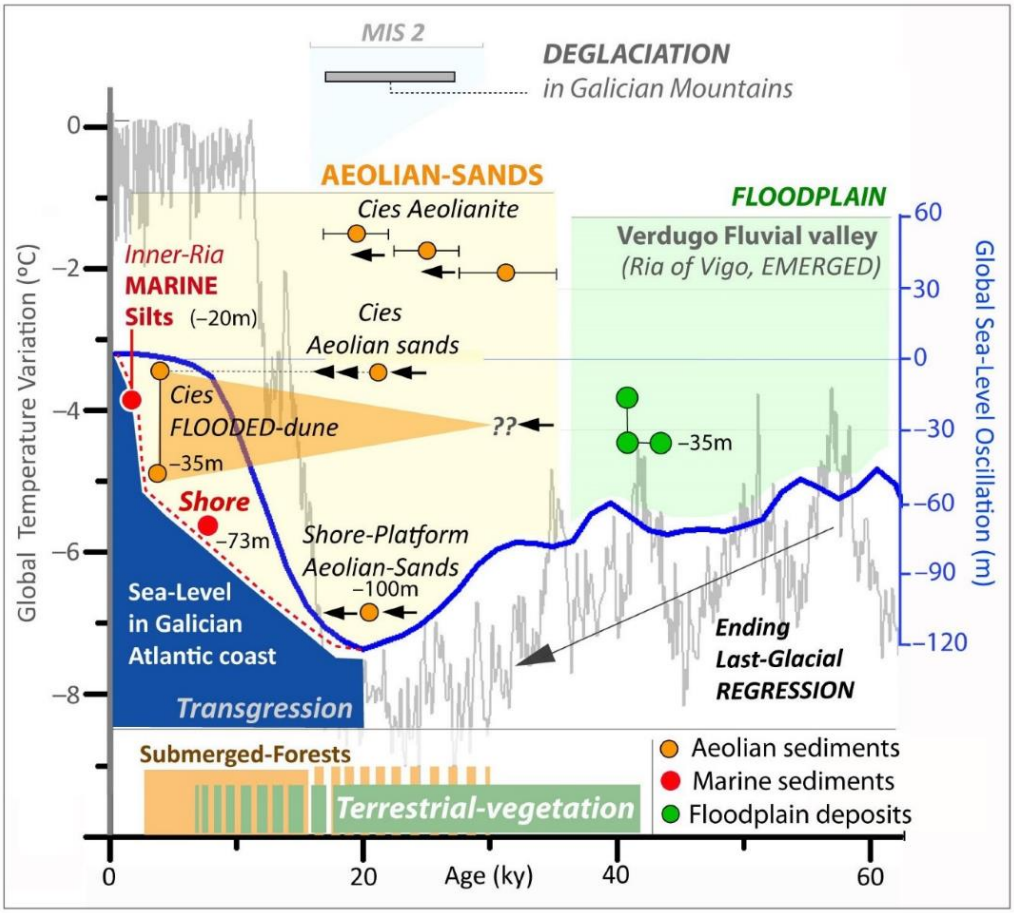


Figura 71: Modelo alternativo da transgresión holocena para a ría de Vigo en comparación coa curva de nivel do mar global de Waelbroeck et al. (2002). Fonte: Arce-Chamorro et al. (2022d).

Os propios autores deste modelo evolutivo (Figura 71) vinculan a xénese do illote Areoso a este proceso de progradación dunar, en base a unha serie de datacións por OSL realizadas na masa tumular da Mámoa 4 e os niveis que a recubren. Segundo Arce-Chamorro et al. (2022b, 2022d) e López-Romero et al. (2023), o nivel orgánico que aflora no intermareal (~3500-4000 BP) corresponderíase cun bosque fósil ben desenvolto, polo que o NMR estaría situado moi por debaixo do actual. Este nivel, xunto coas estruturas arqueolóxicas, serían fosilizados por niveis dunares entorno ao ~2500 BP, mentres que o NRM non acadaría unha posición

semellante á actual ata despois do ~2000 BP. O sistema dunar de Areoso actual corresponderíase cos niveis superiores dos campos de dunas que migraron dende a plataforma continental, e que na actualidade se atopan parcialmente inundadas (Arce-Chamorro et al., 2022d). Esta interpretación difire significativamente doutros estudos realizados previamente no sector (Blanco-Chao et al., 2017; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2021b, 2023), e cuxos resultados serán discutidos en apartados posteriores.

Outras evidencias dun NMR nunha posición próxima á actual cara entre o ~3500-3000 BP é a inundación da enseada de Rande, onde Arlucea et al. (2007) detectan o cambio entre facies de estuario e unha planicie de marea entre o 3400 BP e o 3100 BP. Costa-Casais et al. (2012b) identifican acumulacións eólicas sobre material coluvial en punta dos Pericos (Ribeira) entorno ao ~2800 BP. Un proceso semellante é rexistrado por Costa-Casais et al. (1996a) no depósito de Ventín (Muros). Estes episodios de avance de facies eólicas cara o interior pódese relacionar coas condicións frías e ventosas que afectaron á costa galega durante a Neoglaciación (Costa-Casais et al., 2012b). Neste senso, o estudo dun rexistro sedimentario mariño tomado na plataforma continental exterior de Galicia permitiulles a González-Álvarez et al. (2005) identificar un aumento da tormentosidade durante un pulso frío en 2850 - 2750 BP. Tras este evento, as condicións ambientais na costa galega foron máis cálidas e estables, ata o 530 BP (1420 AD), cando se detecta un descenso da temperatura do mar, coincidindo co LGM.

Unha vez que o NMR mantívose estable ou sen grandes alteracións, a variabilidade climática e a actividade antrópica, pasan a ser factores máis significativos nos cambios detectados non sistemas sedimentarios costeiros, que se exemplifica nos diferentes episodios erosivos e de inestabilidade que se rexistran nos sistemas barreira-lagoa en época histórica (Bao et al., 2007; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015; Sáez et al., 2018). O empeoramento das condicións climáticas posteriores ao Período Cálido Medieval (PCM) pode relacionarse cos niveis eólicos identificados sobre estruturas romanas en Vigo (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997; Tallón-Armada et al., 2013, 2015). Na mesma liña, Mohamed et al. (2010) identificaron fases de maior achega de material detrítico á plataforma continental galega, as cales coincidían cos períodos cálidos Romano e Medieval, e que relacionan co aumento das precipitación e da actividade agrícola e mineira. Numerosos estudos (*e.g.* Bernardez et al., 2008; Lebreiro et al., 2006; Nombela et al., 2005; Pena et al., 2010; Pérez-Arlucea et al., 2007) teñen intentado vincular cambios morfodinámicos ou ambientais con patróns de variabilidade climática, como as fases (negativa/positiva) da Oscilación do Atlántico Norte (NAO), sen que se teña establecido un modelo relacional claro a escala rexional.

3.1.5 XEOARQUEOLOXÍA: A APLICACIÓN DA RECONSTRUCIÓN PALEOAMBIENTAL Á INVESTIGACIÓN ARQUEOLÓXICA

Dende a revolución neolítica, a pegada dos seres humanos nos sistemas naturais e na paisaxe comeza a ser detectable (Benjamin et al., 2017; Costa-Casais et al., 2012a; Kalis et al., 2003; Martínez-Cortizas et al., 2009; Wanner, 2008, 2021), aínda que o seu efecto escala canto máis nos acheguemos ao presente. Esta longa interacción xustifica que moitas das paisaxes actuais da Península Ibérica son, en gran medida, paisaxes culturais ou semi-naturais con diferentes grados de intervención antrópica (Martínez-Cortizas et al., 2009). Non obstante, os factores e dinámicas naturais seguen a ser os elementos principais á hora de comprender o funcionamentos dos sistemas terrestres. Esta relación humano-natureza é un

obxecto de estudo recorrente no eido arqueolóxico, tanto para interpretar o seu impacto na paisaxe como para dilucidar a adaptación das sociedades humanas aos cambios ambientas ocorridos no pasado. Neste senso, tense demostrada a utilidade dos estudos paleoambientais para a interpretación arqueolóxica (Benjamin et al., 2017; Costa-Casais et al., 2009; 2012a, 2012b; Martínez Cortizas, 2000; Martínez Cortizas et al., 2009; Silva-Sánchez et al., 2013; Tallón-Armada, 2022), pois permiten unha mellor comprensión dos cambios ambientais acontecidos e de como puideron evolucionar os territorios dende a súa ocupación ata a actualidade. O crecente interese pola reconstrución paleoambiental e as metodoloxías de investigación das ciencias da terra, fixo posible que a xeoarqueoloxía se convertese nun campo fundamental no marco da investigación arqueolóxica.

A relación entre as ciencias da terra (xeomorfoloxía, edafoloxía, sedimentoloxía, etc.) e a arqueoloxía xa comeza a trenzarse durante o século XIX, grazas ao desenvolvemento das bases científicas dos estudos prehistóricos (Gifford & Rapp, 1985) e ao interese das ciencias da terra por coñecer a antigüidade do ser humano e a súa relación co medio (Rapp, 1987), sendo o exemplo paradigmático a obra de Lyell (1873) *Geological Evidences of the Antiquity of Man.* Na década de 1960, algunhas correntes dentro da arqueoloxía consideran os xacementos como lugares de interese científico multidisciplinar, e comezaron a empregar enfoques e técnicas baseados nas xeociencias (Ghilardi, 2021). Non obstante, o termo *xeoarqueoloxía* non sería introducido ata a década de 1970 por Renfrew (1976), namentres se irían definido as súas bases teóricas (Butzer, 1977; Gladfelter 1977; Shackley & Davidson, 1976). Butzer (1982) diferenza entre a xeoarqueoloxía, que implica o emprego de metodoloxías vinculadas ás ciencias da terra en estudos arqueolóxicos, e a xeoloxía arqueolóxica, consistente nunha investigación propiamente xeolóxica destinada a colaborar co estudo arqueolóxico. Waters (1992) definiu a xeoarqueoloxía coma o campo de estudo que aplica os conceptos e os métodos das xeociencias á investigación arqueolóxica. Outros estudos tamén teñen discutido sobre aspectos conceptuais e metodolóxicos da xeoarqueoloxía coma disciplina científica (*e.g.* Courty et al., 1989; Díaz, 2007; Goldberg et al., 2013; Rapp et al., 2006). A relación entre a arqueoloxía e as ciencias da terra durante as últimas décadas permitiu que a xeoarqueoloxía acade unha posición significante, pois no eido arqueolóxico xa se recoñece o papel fundamental das xeociencias no estudo de xacementos (Goldberg et al., 2022). Con todo, aínda existe un importante debate sobre os límites da xeoarqueoloxía como disciplina científica e a súa relación con outros campos de estudos como a arqueoloxía ambiental, a edafoarqueoloxía ou a xeoloxía arqueolóxica (Silva-Sánchez et al., 2013; Tallón-Armada, 2022). Outros autores como Borja & Jordá Pardo (2020) consideran que a xeoarqueoloxía xa se pode considerar unha disciplina científica na actualidade, cuxo obxectivo principal debe ser o estudo integral das relacións entre a actividade humana e as dinámicas naturais.

Máis alá das consideracións teóricas, si se referencian un amplo número de investigacións onde o estudo paleoambiental e as metodoloxías propias das ciencias da terra son empregados para a investigación dun xacemento arqueolóxico. O territorio galego presenta unha elevada densidade de xacementos dende o paleolítico, existindo múltiples exemplos de estudos paleoambientais realizados en contextos arqueolóxicos. Un dos mellores exemplos á hora de representar esta sinerxia son os estudos realizados no xacemento arqueolóxico de Campo Lameiro (Costa-Casais et al., 2009, 2012a; Kaal et al., 2008a, 2008b, 2011, 2013; López-Merino, 2012). Estas investigacións permitiron vincular os cambios ambientais e o impacto da actividade prehistórica sobre a paisaxe dende a Idade do Bronce. Outros exemplos son os estudos paleoambientais realizados nos xacementos de Arbo (Méndez-Quintas et al., 2019), castro de Armeá (Ferro-Vázquez et al., 2021), As Pontes (López-Sáez et al., 2003), río

USC DE COMPOSTELA

Barbanza (Barbeito et al., 2015), a Cidadela, en Sobrado dos Monxes (Sánchez-Pardo et al., 2020), Dombate (Díaz et al. 2016), o castro de Follente (López-Sáez et al., 2009); Gándaras de Budiño (Butzer, 1967; de Lombera-Hermida et al., 2018; Méndez-Quintas, 2008; Méndez-Quintas et al., 2018a), Monte Penide (Martínez-Cortizas et al., 2000), Porto Maior (Demuro et al., 2020; Méndez-Quintas et al., 2018b), o Regueiral (Rodríguez et al., 2008), cova de A Valiña (Llana et al., 1996) ou A Veiga-Campo da Mana (Costa-Casais et al., 1998).

Mentres os exemplos anteriores referencian xacementos situados en entorno continentais ou fluviais, os ambientes costeiros tamén tiveron gran importancia para as sociedades que habitaron o NO peninsular no pasado. Estas comunidades tiveron que adaptarse a cambios nas condicións climáticas e ambientais que se foron producindo en diferentes escalas temporais: longo prazo (*e.g.* cambios no nivel do mar), medio prazo (variacións nos patróns atmosféricos ou nas dinámicas erosión/sedimentación) e a eventos de curto prazo (eventos de alta enerxía) (Benjamin et al., 2017; Fábregas-Valcarce et al., 2003). Neste senso, a xeoarqueoloxía costeira sitúase coma un campo de investigación multidisciplinar que ten como obxecto reconstruír os cambios na paisaxe costeira, o impacto da actividade humana sobre os sistemas naturais e a adaptación das comunidades ante os cambios ambientais acontecidos no pasado (Benjamin et al., 2017; Ghilardi, 2021). Entre os estudos paleoambientais realizados en xacementos arqueolóxicos costeiros, son numerosos os vinculados as etapas castrexa e romana: castro de punta Neixón (Ayán Vila et al., 2011; Costa-Casais, 2008b), punta dos Pericos (Costa-Casais et al., 2012b), castro de Santa Comba, en Ferrol (Armada et al., 2015), Toralla (Martínez-Cortizas & Costa-Casais,1997) ou as salinas romanas de Vigo (Tallón-Armada, 2022; Tallón-Armada et al., 2013, 2015). A limitada presenza de xacementos anteriores á Idade de Ferro en ambientes costeiros, sinala a relevancia dos estudos realizados no illote Areoso, onde se relaciona a evolución paleoambiental deste sector coa ocupación prehistórica (Cajade-Pascual et al., 2021b, 2023; Mañana-Borrazás et al., 2020), o que o converte actualmente, nun dos poucos xacementos neolíticos contextualizados xeoarqueoloxicamente no NO peninsular.

3.2 METODOLOXÍA

A reconstrución paleoambiental que se aborda na presente investigación ciméntase na análise e o estudo de secuencias edafo-sedimentarias. A investigación sobre os depósitos costeiros realizado nas últimas tres décadas dende a Área de Xeografía Física da Universidade de Santiago de Compostela (*e.g.* Blanco-Chao & Costa-Casais, 2001; Blanco-Chao et al., 2002, 2003, 2019; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2021b, 2022, 2023; Costa-Casais, 2001; Costa-Casais et al., 1994, 1996a, b, 2002, 2003, 2007, 2008a, 2012b; Feal-Pérez, 2012; Feal-Pérez et al., 2014) é a base metodolóxica implementada para o estudo dos depósitos edafo-sedimentarios do illote Areoso e da illa de Arousa que se abordan neste capítulo. Non obstante, non se pode desvincular o carácter multidisciplinar dos métodos e técnicas empregadas, especialmente as relacionadas con outras disciplinas das ciencias da terra (edafoloxía, xeoloxía, xeoquímica, etc.) e, inclusive, das ciencias sociais/humanidades (arqueoloxía etc.).

As mostras recollidas foron analizadas seguindo un esquema de traballo (Figura 72) formado por diferentes procedementos e analíticas. En total foron analizadas 202 mostras (incluíndo as testemuñas submarinas [CORE-I e CORE-B-I] e as mostras superficiais abordadas no capítulo anterior).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

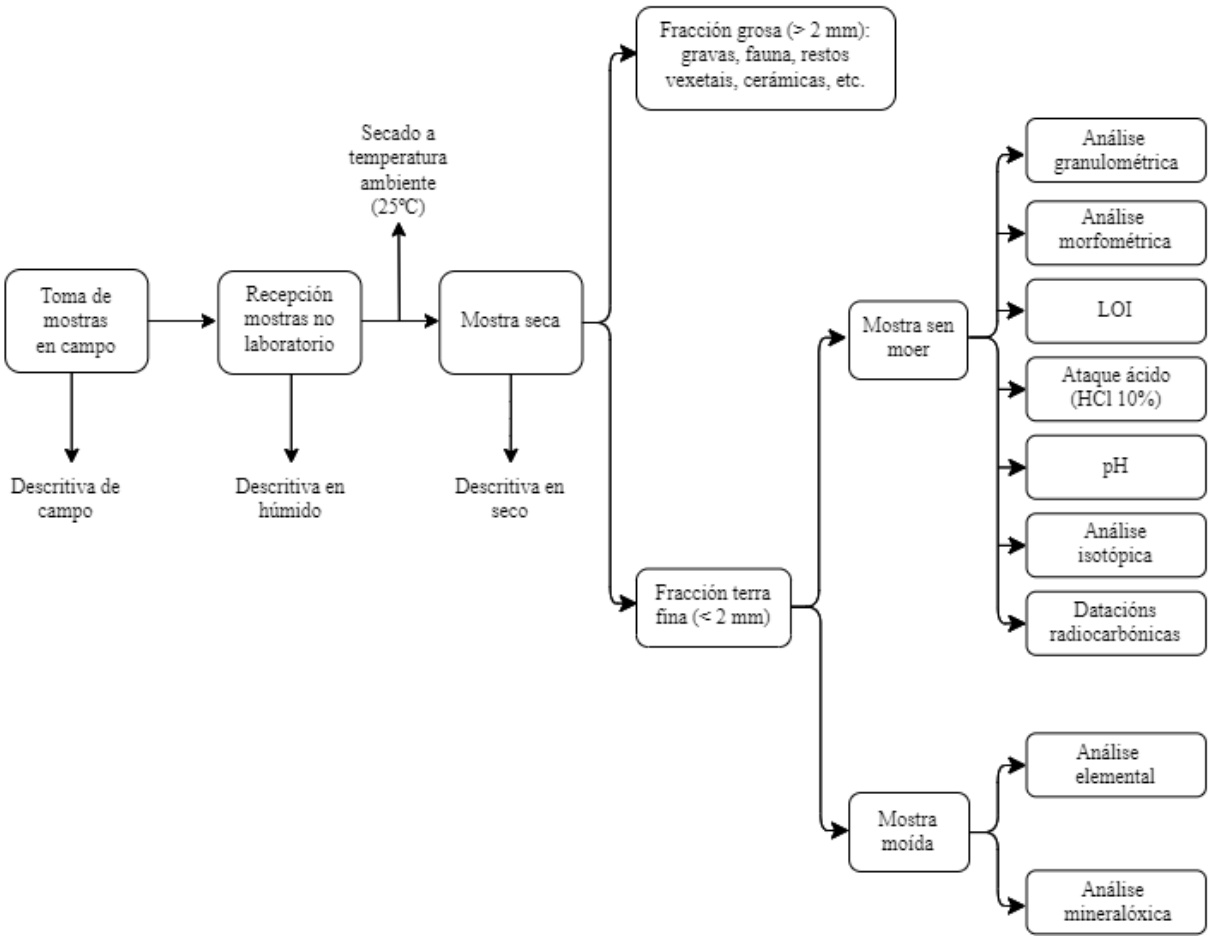


Figura 72: Esquema de traballo empregado para o estudo sedimentolóxico e xeoquímico das secuencias edafo-sedimentarias de Areoso e Arousa.

3.2.1 LOCALIZACIÓN DOS PUNTOS DE MOSTRAXE

Para facilitar a lectura, a codificación de cinco secuencias simplifícase eliminando o prefixo "ARE" (ARE-S1, ARE-S4, ARE-M4-III, ARE-M4-C, ARE-IN-2), polo que no texto serán referidas como (S1, S4, M4-III, M4-C, IN-2). Das secuencias edafo-sedimentarias analizadas, seis foron obtidas no illote Areoso (S1, S4, M4-III, M4-C, IN-2 e CI-7) e unha no flanco oriental da illa de Arousa (ARO-I) (Figura 73).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

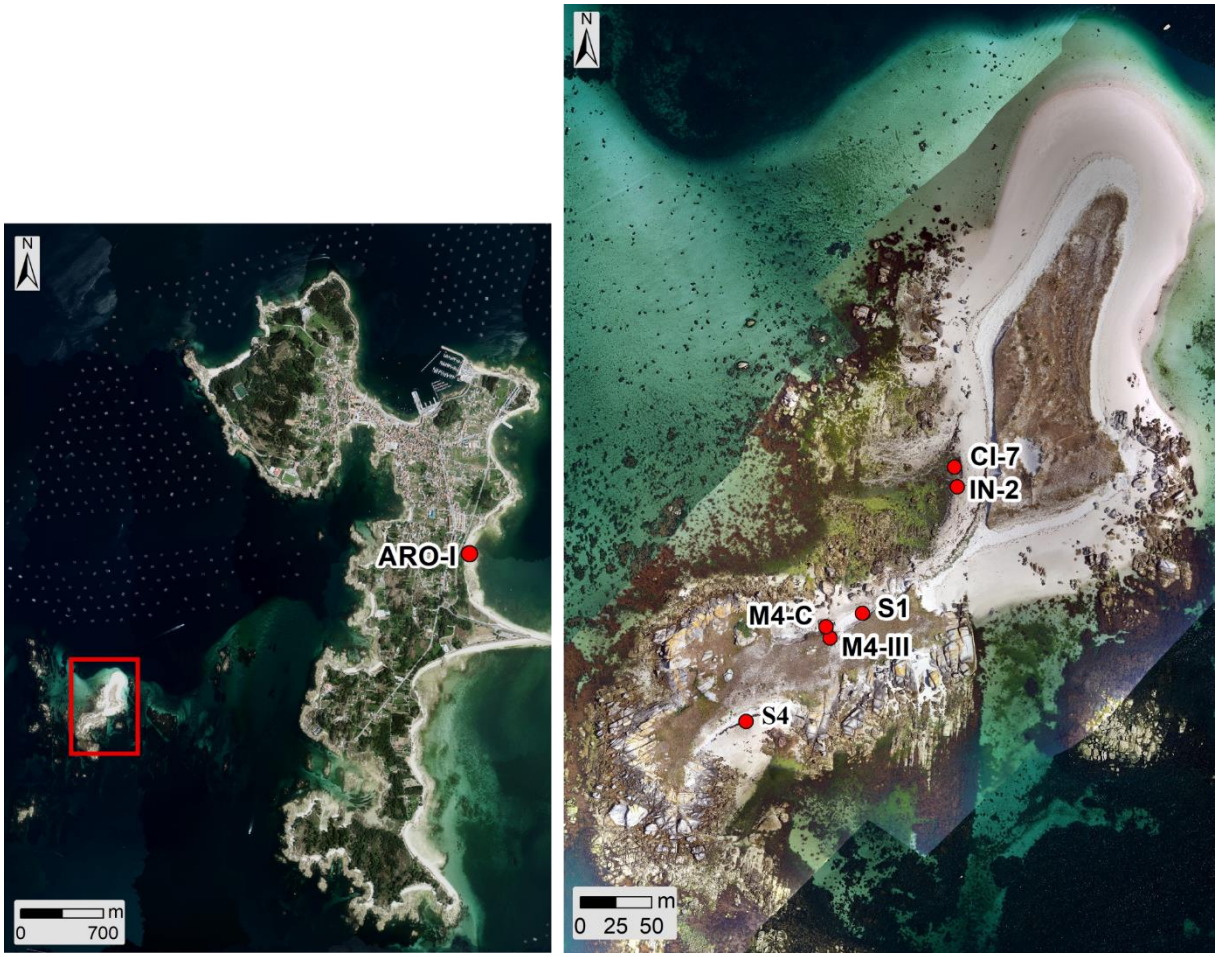


Figura 73: Localización das secuencias edafo-sedimentarias analizadas. Todas as mostraxes foron realizadas no illote Areoso, a excepción de ARO-I, tomada no flanco oriental da illa de Arousa.

- A secuencia S1 foi obtida nunha cata arqueolóxica realizada en 2015, no marco dunha intervención arqueolóxica "*Sondaxes arqueolóxicas valorativas e labores de conservación no illote de Guidoiro Areoso*". Está tomada debaixo da praia actual, no flanco occidental do sector sur de Areoso. A mostraxe foi realizada manualmente nunha única columna de 140 cm de potencia (28 mostras).
- A secuencia S4 obtívose no marco da mesma intervención que S1, pero esta vez na praia sueste do illote. A mostra situada na base da secuencia foi descrita en campo, pero non puido ser recollida debido á subida da marea, que inundou a gabia escavada. A mostraxe foi realizada manualmente nunha única columna de 110 cm de potencia (22 mostras).
- A secuencia M4-III obtívose no ano 2017, no marco da escavación arqueolóxica da Mámoa 4. Aproveitando a retirada dun sector da duna durante a intervención arqueolóxica, púidose levar a cabo unha mostraxe 7-8 metros intraduna. Nun primeiro momento, a secuencia contaba cunha potencia de 170 cm (M4-III-a), pero a creación dunha gabia arqueolóxica a dous metros da zona da mostraxe inicial, permitiu obter unha segunda columna a maior profundidade (M4-III-b). Esta segunda, contaba con 70 cm de potencia, dos cales os 15 cm superiores

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

serían descartados, unha vez comprobado o solape coa base da primeira columna, garantindo a continuidade horizontal. A mostraxe foi realizada manualmente, obtendo unha secuencia de 225 cm de potencia (34 mostras).

- A obtención de M4-C é coetánea á M4-III, pero o punto de mostraxe sitúase na parte setentrional da mámoa, atravesando a súa coiraza, e apenas un metro por detrás da fronte dunar. A mostraxe foi realizada manualmente nunha única columna de 130 cm de potencia (24 mostras).
- A secuencia IN-2 foi obtida no ano 2016 mediante unha barrena manual (tipo rusa) no sector intermareal, situado no flanco occidental. A secuencia conta cunha potencia total de 50 cm (22 mostras).
- A secuencia CI-7 obtívose no ano 2017, durante a escavación da Cista 7, situada no sector intermareal, a poucos metros do punto de mostraxe de IN-2. A mostraxe foi realizada manualmente, obtendo unha secuencia de 65 cm de potencia (13 mostras).
- A secuencia ARO-I é a única obtida fora de Areoso, en concreto o punto de mostraxe localízase nas inmediacións de punta Riasón, situado no flanco oriental da illa de Arousa (Figura 73). Durante o ano 2017 realizouse unha pequena intervención arqueolóxica enfocada á escavación de tres estruturas tipo cista ameazadas pola erosión costeira. Non obstante a secuencia non se obtivo sobre a area de actuación, senón que se realizou nun pequeno *stack* sedimentario situado sobre a praia, e próximo ás estruturas funerarias. A mostraxe foi realizada manualmente nunha única columna de 100 cm de potencia (17 mostras).

3.2.2 TRABALLO DE CAMPO

O traballo de campo resulta un proceder indispensable na investigación xeográfica, pois o coñecemento *in situ* do territorio resulta unha condición esencial para o seu estudo. No relativo ás secuencias edafo-sedimentarias, o traballo de campo desagrégase en:

- Descritiva de campo: Inclúense os aspectos máis relevantes da zona de mostraxe e da propia secuencia. Identifícanse os niveis edafo-sedimentarios observados e realízase unha descrición das súas características: espesor, cor, textura, estrutura, dureza, contido en raíces, contido e natureza da fracción grosa, límite co nivel inferior, etc.
- Toma de coordenadas: As coordenadas do punto de mostraxe e as cotas das secuencias obtivéronse mediante o emprego dun receptor *GNSS RTK* centimétrico (modelo *STONEX S700A*). Os valores en coordenadas UTM, ETRS89, fuso 29N, con elevacións referidas ao nivel medio do mar en Alicante.
- Toma das mostras. A columna edafo-sedimenta é dividida en mostras de potencia variable segundo a propia natureza e homoxeneidade do nivel. Cada mostra gárdase nunha bolsa axeitadamente etiquetada para o seu traslado ao laboratorio, procurando a menor alteración do material.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.2.3 DESCRITIVAS E PREPARACIÓN DA MOSTRA

A describa e preparación das mostras realízase no laboratorio de Xeografía Física (Facultade de Xeografía e Historia) da Universidade de Santiago de Compostela (USC).

Xa no laboratorio, as mostras descríbense en húmido e en seco seguindo as directrices para a descrición dos solos da FAO (2009): estrutura, consistencia, adherencia, plasticidade, presenza de elementos bioxénicos, vexetais ou antrópicos, estado de intemperización da fracción grosa, presenza de precipitados (oxihidróxidos) de ferro, etc. Para a determinación da cor, tanto en húmido coma en seco, emprégase a guía de cores *Munsell soil color chart (1990)*.

O secado das mostras realízase a temperatura ambiente (25 °C). Unha vez seco e descrito, o material sepáranse (barutado en seco) en fracción grosa (> 2 mm) e terra fina (< 2mm), empregando un baruto con apertura de malla de 2 mm. A fracción terra fina será a empregada para o resto de análises e procedementos realizados.

3.2.4 ANÁLISES FÍSICOS

Segundo Perry & Taylor (2007) as partículas que forman un sedimento descríbense en termos do seu tamaño (granulometría) e forma (morfometría). O tamaño de gran é un parámetro importante para coñecer as condicións de transporte e deposición do sedimento. No caso de partículas menores de 16 mm, a granulometría realízase tipicamente en barutos con aperturas de mallas diferentes. A forma das partículas é un parámetro máis complexo, debido a unha maior dificultade para a estandarización dos resultados (Hayakawa & Oguchi, 2005; Perry & Taylor, 2007).

3.2.4.1 Granulometría

A separación entre material groso e terra fina xa permite o cálculo do porcentaxe de gravas (> 2 mm). A realización da granulometría en sedimentos soltos pódese implementar directamente sobre a fracción terra fina, non obstante, a natureza das secuencias analizadas neste estudo fai necesario un tratamento previo do sedimento:

- Calcinado da mostra (550 ºC durante 5 horas) para eliminar a materia orgánica, que tende a formar agregados. Cantidade de mostra inicial é ~30 g.
- Eliminación de óxidos e hidróxidos de ferro. Algunhas mostras presentaron agregados de óxidos de ferro, polo que se realizou un ataque con ácido clorhídrico 1N (87 ml de HCl ao 30 % por litro de auga destilada) durante 20 minutos, posteriormente lavado con auga destilada para eliminar os cloruros e o restos de ácido. Este procedemento permite eliminar os recubrimentos de Fe-Mn que cimentan os grans.
- Lavado con 15 ml dispersante tipo *calgón* [35,7 g de Hexametafosfato de sodio ($NaPO_3)_6$ e 7,94 g de Sodio carbonato anhidro (Na_2CO_3) por litro de auga destilada]. A mostra e a disolución introdúcense durante 24 horas nunha axitadora rotativa.

Unha vez desfeitos os agregados e cementos, procédese ao barutado do material.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Barutado en húmido: Tras estar 24 horas na axitadora rotativa, a mostra lávase con auga destilada, cribando o material nun baruto de 0,063 mm, permitindo separar a fracción area (2 - 0,063 mm) dos limos e arxilas (< 0,063 mm).
- Barutado en seco: As areas sécanse nunha estufa de aire forzado (40 °C) (*Carbolite AX60)*. Unha vez seca, a mostra pásase por unha columna de 8 barutos con diferentes aperturas de malla (1 mm, 0,5 mm, 0,4 mm, 0,25 mm, 0,2 mm, 0,125 mm, 0,1 mm e 0,063 mm).

Os resultados obtidos mediante a pesaxe do material nunha balanza analítica [*Ohaus Pioneer PA213* (210 g / 0.001 g)] permiten acadar a porcentaxe de cada fracción. As granulometrías de todas as secuencias foron obtidas seguindo este procedemento, a excepción de IN-2, cuxo cálculo granulométrico foi realizado en tamizadora láser (*Fritsch modelo 22 MicroTec Plus*), pertencente ao Laboratorio de Ingeniería Geológica y Ambiental (Escuela Politécnica de Mieres, Universidad de Oviedo). Os parámetros estatísticos de tamaño medio e nivel de selección foron obtidos polo método de Folk & Ward (1957), empregando a folla de cálculo *Gradistat* (Bott & Pye, 2001). Debido ao carácter bimodal (inclusive trimodal) das mostras analizadas en Areoso, optouse por calcular ambos parámetros soamente tendo en conta as fraccións grava e areas, permitindo unha mellor representatividade das propiedades do sedimento.

3.2.4.2 Morfometría

O estudo morfométrico levouse a cabo sobre as fraccións 1 mm, 0,4 mm e 0,25 mm nas secuencias M4-III e IN-2, mentres que en S1 soamente se analizaron as fraccións 1 mm e 0,4 mm. Empregouse unha lupa binocular (*Estereomicroscopio Euromex StereoBlue*). Observáronse 100 grans por fracción e mostra, diferenciando a natureza do material (bioxénico, fragmento de rocha ou cristal mineral) o seu grado de redondez e esfericidade segundo a escala de comparación visual de Powers (1953). Tamén se analizan outros parámetros coma a cor e o brillo.

3.2.5 ANÁLISES XEOQUÍMICAS

As propiedades xeoquímicas son *proxies* comunmente empregados para os estudos edafo-sedimentarios, permitindo unha mellor caracterización e interpretación da xénese e evolución dos diferentes niveis que conforman as secuencias.

3.2.5.1 Estimación do contido en materia orgánica mediante LOI (*Loss On Ignition*)

A perda por ignición (LOI) é un dos métodos máis utilizados para estimar o contido de materia orgánica nos solos, pero carece dun protocolo estándar universal. Un gran número de factores poden influír na súa precisión, como o tipo de mufla, a cantidade de mostra, a duración e a temperatura da ignición ou a presenza de material carbonatado (Hoogsteen et al., 2015). Para definir a temperatura de calcinado tívose en conta que para obter unha oxidación completa da materia orgánica é preciso unha temperatura mínima de 550 ºC (Hoogsteen et al., 2015). Ademais, a presenza de carbonatos bioxénicos nas secuencias analizadas recomendaba

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

o seu calcinado a 550 ºC, pois o material carbonatado [como $CaCO_3$ ou $CaMg(CO_3)_2$] comeza a descompoñerse a temperaturas de ignición superiores a 600 ºC (Kasozietal., 2009).

A LOI aplicouse en todas as secuencias seguindo o mesmo proceder:

- Selecciónase ~30 g (no caso de IN-2 só 5 g) e divídese o material en tres crisois, permitindo unha combustión máis homoxénea.
- Eliminación da humidade das mostras en estufa de aire forzado (105 ºC durante 24 h), arrefriamento en desecador durante 24 h e pesaxe da mostra ($P_{inicial}$).
- Calcinado do material 550 ºC durante 5 horas nunha mufla eléctrica (*Carbolite ELF 11/14B*). Unha vez finalizado o calcinado, os crisois arrefríanse no desecador durante 24 h, para proceder ao seu pesaxe tras calcinado (P_{final}).
- LOI, expresado en porcentaxe (%), obtense mediante a seguinte fórmula:

$$LOI = [(P_{inicial} – P_{final}) / P_{inicial}) \times 100]$$

3.2.5.2 Contido en carbonatos bioxénicos

O carbonato cálcico ($CaCO_3$) é un dos compostos presentes nos sedimentos costeiros, cuxa orixe pode ser bioxénica (cunchas e esqueletos de organismos mariños) ou mineral (rochas carbonatadas). Na fachada atlántica galega, non existen afloramentos de litoloxías carbonatadas, polo que a orixe do $CaCO_3$ nos sedimentos costeiros é esencialmente bioxénica. O contido en carbonatos bioxénicos pode ser empregado coma un *proxy* para o estudo dos niveis edafo-sedimentarios.

O contido en carbonatos bioxénico realizouse en todas as secuencias a excepción de IN-2, debido á limitada cantidade de mostra dispoñible.

Selecciónase ~10 g de mostra ($P_{inicial}$) e atácase con ácido clorhídrico diluído ao 10 %, cuxa reacción disolve o material carbonatado.

$$CaCO_3 + 2\ HCl \text{ -------}\rightarrow CaCl_2 + H_2O + CO_2$$

Tras o cese da reacción, o material restante lávanse con auga destilada para eliminar a disolución resultante ($CaCl_2 + H_2O$) e os restos de ácido (HCl), coa axuda de filtros de papel con tamaño de poro de 20-25 μm.

O material sécanse na estufa de aire forzado (40 °C), procedendo á súa pesaxe posterior ao ataque con HCl (P_{final}).

O contido en carbonatos, expresado en porcentaxe (%), obtense mediante a seguinte fórmula:

$$\text{Contido en carbonatos bioxénicos} = [(P_{inicial} – P_{final}) / P_{inicial}) \times 100]$$

3.2.5.2 Determinación do pH

O potencial de Hidróxeno (pH) expresa o grado de acidez (concentración de ións H+) dos solos e dos niveis sedimentarios, o que afecta ás súas propiedades física e químicas (Sánchez, 2007). O pH foi medido en todas as secuencias, a excepción de IN-2, seguindo procedementos estándar (Guitián & Carballas, 1976; Urrutira et al., 1989).

USC DE COMPOSTELA

- Calibración do pHmetro (*Crison GLP 21-22*) empregando solucións de calibración de pH 4,0, 7,0 e 9,23.
- pH en auga. Créase unha suspensión con proporción 1:2,5 (10 gr de material + 25 ml de auga destilada), e mídese mediante o eléctrodo do pHmetro.
- pH en KCl. Engádese 2 g de KCl á suspensión e logo de 2 h, vólvese a medir no pH metro.

3.2.6 ANÁLISE ISOTÓPICA

O estudo das concentracións de certos isótopos estables teñen potencialidade para o estudo paleoambiental, así as proporcións de isótopos de carbono (δ13C) e nitróxeno (δ15N), e a relación entre carbono e nitróxeno total (C/N), poden ser empregadas para identificar a orixe da materia orgánica preservada en ambientes costeiros (Lamb et al., 2006). A dos isótopos estables de carbono e nitróxeno foi realizado nas secuencias CI-7 (restos vexetais macroscópicos) e ARO-I (sedimento) polo Servizo de Apoio á Investigación (SAI) da Universidade da Coruña (UDC).

- Na secuencia CI-7 tomáronse restos vexetais macroscópicos núcleo mediante observación directa con estereomicroscopio (*Nikon SMZ1500*) equipado cunha cámara dixital (*Nikon DXM 1200*) e un software de captura de imaxes dixitais (*Nikon ACT-1*). Identificáronse restos vexetais nas mostras CI-7-2, CI-7-3, CI-7-4, CI-7-5 e CI-7-13. Unha vez seleccionados, os restos vexetais mantivéronse durante 20 min en hidróxido de potasio (KOH) ao 2 % para a desagregación da materia orgánica, logo laváronse en auga destilada e ao finalizar sometéronse a ultrasón durante 10 s para favorecer a dispersión de posibles contaminacións superficiais. Ademais, os restos vexetais mantivéronse 24 h en ácido clorhídrico (HCl) ao 10 % para eliminar os carbonatos inorgánicos. Tras a preparación previa, os restos vexetais son examinados nun microscopio (*Nikon Eclipse E600*) equipado cun E-Plan 40x (N.A. 0,65). As fotografías LM tomáronse con cámara dixital (*AxioCam ICc5 Zeiss*).
  Análogos modernos de especies vexetais representativas de ecosistemas de esteiros e costeiros foron recollidos na zona SE da Ría de Arousa (Umia-O Grove). As mostras foron lavadas con auga destilada, secados a 50 °C durante 48 h. Unha vez secas, móense finamente e colócanse en cápsulas de estaño. A abundancia natural de ^{13}C e ^{15}N en restos de plantas determinouse despois da conversión de mostras secas a CO_2 e N_2 nun analizador elemental (*ThermoFinnigan FlashEA1112*) axustado a un espectrómetro de masas de relación isotópica *Delta Plus* (*ThermoFinnigan IRMS*) a través dunha interface *ConfloIII* (*ThermoFinnigan*).
  Os valores de abundancia natural de ^{13}C e ^{15}N expresáronse como proporcións de isótopos (‰) segundo a fórmula:

$$\delta X = [(R_{mostra} / R_{estándar}) - 1] \times 1000$$

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

X = ^{13}C ou ^{15}N, R = relación $^{13}C/^{12}C$ ou $^{15}N/^{14}N$, e $R_{estándar}$ = carbonato de Peedee Belemnite para δ13C ou nitróxeno atmosférico para δ15N. Todas as determinacións de isótopos realizáronse por duplicado.
Os rangos de isótopos estables de C e N dos diversos grupos de organismos no ambiente costeiro derívanse de estudos publicados previamente (Bode et al., 2003, 2006; Carballeira et al., 2018; Cloern et al., 2002; Khan et al., 2015 Wozniak et al., 2006).

- Na secuencia ARO-I analizouse o contido de isótopos estables de carbono (δ13C) e nitróxeno (δ15N) presentes no sedimento. As mostras secáronse nunha estufa de aire forzado a 40 °C durante 48 h. Separáronse 50 mg de cada mostra e mantivéronse 24 h en HCl ao 10 % para eliminar os carbonatos inorgánicos. Posteriormente as mostras foron lavadas con auga destilada para eliminar os restos de ácido, e sécanse a 50 °C durante 48 h. Unha vez secas, móense finamente e colócanse en cápsula de estaño. A abundancia de C e N (%) e a abundancia natural de ^{13}C e ^{15}N determinouse trala conversión de mostras secas a CO_2 e N_2 nun analizador elemental (*ThermoFinnigan FlashEA1112*) axustado a un espectrómetro de masas de relación isotópica *Delta Plus* (*ThermoFinnigan IRMS*) a través dunha interface *ConfloIII* (*ThermoFinnigan*).
  Os valores de abundancia natural de ^{13}C e ^{15}N expresáronse como proporcións de isótopos (‰) segundo a fórmula:

  $$\delta X = [(R_{mostra} / R_{estándar}) - 1] \times 1000$$

  X = 13C ou 15N, R = relación 13C/12C ou 15N/14N, e Restándar = carbonato de Peedee Belemnite para δ13C ou nitróxeno atmosférico para δ15N. Todas as determinacións de isótopos realizáronse por duplicado.
  Os rangos de isótopos estables de C e N dos sedimentos de ambientes terrestres, costeiros e mariños deriva de estudos publicados previamente (Barros et al., 2010; Goñi et al., 2003; Mackensen & Schmiedl, 2019; Middelburg et al., 1997; Yu et al., 2010).

3.2.7 ANÁLISE ELEMENTAL

Os elementos maiores (Si, Al, Fe, K, Ca, Mg, Na, Ti e Mn) son os principais elementos que compoñen a fracción mineral do material, e de cuxa concentración e distribución se pode estimar a orixe dun sedimento (Sánchez, 2007). Os máis abundantes son o silicio (Si) e o aluminio (Al), por seren compoñentes fundamentais dos silicatos. O potasio (K) está presente sobre todo nos feldespatos potásicos e nas micas, mentres que o calcio (Ca) e o sodio (Na) están relacionados co contido en plaxioclasas. O ferro (Fe) e o magnesio (Mg) son menos abundantes, pois só a biotita e algún mineral accesorio teñen proporcións significativas destes elementos (Silva et al., 2019). Algúns coeficientes poden resultar de interese para unha mellor caracterización do sedimento en ambientes costeiros, como poden ser a relación Ti/Ca ou K/Ti (Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2019, 2022; Muñoz Sobrino et al., 2022; Stuut et al., 2014).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

A análise elemental (XRF e combustión total) realizouse nas secuencias S1 e IN-2, mentres que en M4-III só se realizou (C, N e S). A mostra terra fina foi finamente moída (< 100 µm) nun muíño de esferas de ágata.

- Os contidos totais de C, N e S foron determinados mediante combustión total nun Analizador Elemental Macromostra (*LECO TruSpec CHNS*) pola Unidade de Arqueometría e Caracterización de Materiais da Rede de Infraestrutura de Apoio a Investigación e o Desenvolvemento Tecnolóxico (RIAIDT) da Universidade de Santiago de Compostela (USC). Rango de medida para 500 mg de mostra: C (50 ppm ou 0,005 % a 50 % ou 250 mg absolutos), N (80 ppm ou 0,008 % a 100 % ou 500 mg absolutos) e S (10 ppm ou 0,010 % a 20 % ou 70 mg absolutos). Precisión: C (25 ppm ou 0,5 % RSD), N (40 ppm ou 0,5 % RSD) e S (5 ppm ou 1 % RSD). Lexibilidade: 0,0001 ppm.
- As concentracións de elementos maiores, menores e traza determináronse mediante fluorescencia de raios X (XRF) (Cheburkin & Shotyk, 1996), mediante o emprego dun Espectrómetro de Fluorescencia de Raios X (*Siemens SRS3000*). O procedemento foi realizado na Unidade de Espectrofotometría de Raios X do Centro de Apoio Científico e Tecnolóxico á Investigación (CACTI) da Universidade de Vigo (Uvigo).

3.2.8 MINERALOXÍA

O estudo mineralóxico basease na interpretación dos resultados da difracción de pó cristalino mediante raios X, obtidos no difactómetro da Unidade de Raios X da Universidade de Santiago de Compostela. Trátase dunha técnica amplamente empregada no estudo da materia sólida, coma os minerais, cuxo obxectivo é o de localizar os picos de reflectancia asociados ás fases cristalinas presentes. A mostra, previamente moída (< 100 µm) nun muíño de esferas de ágata, é medida empregando o equipo formado por un difractómetro de pó tipo *Philips* cunha unidade de control *Philips PW1710,* un Goniómetro vertical (*Philips PW1820/00*) e un xerador *FR590 Enraf Nonius.* O equipo conta cun monocromador de raio difractado de grafito e fonte de radiación de cobre ($\lambda(K\alpha 1)=1.5406Å$), operado a 40 kV e 30 mA. O patrón de difracción de raios X en pó (XRPD) obtívose medindo a resposta de escintilación a radiación *Cu Kα versus* ao valor de 2Θ, nun rango de 2Θ de 2-65, cun tamaño de paso de 0,02° e un tempo de medición de 1 s por paso.

A medición permite identificar unha serie de efectos (picos *Kα1* e *Kα2)* indicativos de valores de reflectancia máis elevados en determinados ángulos de incidencia. Estes datos en bruto introdúcense no programa *HighScore Plus* para a identificación e cuantificación mineralóxica, aplicándolles un factor de corrección (poder reflectante) de *pr*=0,6 no caso da calcita e de *pr*=0,5 para o cuarzo. Os resultados cuantitativos obtidos están suxeitos á certo grao de subxectividade durante o seu tratamento no programa, polo que tamén se realiza unha estimación manual semicuantitativa (abundante, frecuente, presente e trazas) complementaria, permitindo unha mellor interpretación dos datos.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.2.9 MARCO CRONOLÓXICO

Para enmarcar a evolución da área de estudo nun contexto cronolóxico, realizáronse 18 datacións por ^{14}C (Táboa 8) en mostras seleccionadas de solo/sedimento. A selección das mostras datadas realizouse segundo: (a) cambios no contido de carbono total no depósito, que poderían ser indicativos da presenza de ciclos edáficos; (b) localización na secuencia e relación con descontinuidades erosivas e cambios abruptos de textura.

Táboa 8: Relación de idades radiocarbónicas (^{14}C) obtidas nas secuencias de Areoso e da illa de Arousa.

Código	Código laboratorio	Material datado	Idade (2σ cal. BP)	Idade convencional (BP)	Idade (BC/AD)
IN-2-2	β460097	Materia orgánica do sedimento	3475-3370	3230 ± 30	1525-1420
IN-2-8	β460098	Materia orgánica do sedimento	3680-3495	3390 ± 30	1730-1545
IN-2-12	β460099	Materia orgánica do sedimento	3975-3835	3610 ± 30	2025-1885
IN-2-22	β460100	Materia orgánica do sedimento	4070-3865	3650 ± 30	2120-1915
IN-2-8	β461242	Resto vexetal	3635-3480	3370 ± 30	1685-1530
IN-2-12	β461243	Resto vexetal	3370-3165	3050 ± 40	1420-1215
S1-20	β449811	Materia orgánica do sedimento	4825-4570	4150 ± 30	2875-2620
S1-25	β449812	Materia orgánica do sedimento	5840-5610	4970 ± 30	3890-3660
S4-15	β499253	Materia orgánica do sedimento	3212-3005	2960 ± 30	1263-1056
S4-22	β499254	Materia orgánica do sedimento	6398-6285	5530 ± 30	4449-4336
CI-7-6	β499252	Resto vexetal	3407-3249	3130 ± 30	1458-1300
CI-7-13	β487104	Materia orgánica do sedimento	5917-5749	5100 ± 30	3968-3800
CI-7-13	β488219	Resto vexetal	5288-5030	4470 ± 30	3339-3081
M4-III-23	β487105	Materia orgánica do sedimento	3610-3458	3310 ± 30	1661-1509
M4-III-31	β487106	Materia orgánica do sedimento	5892-5659	5020 ± 30	3943-3710
M4-III-11	β487107	Materia orgánica do sedimento	2277-2153	2230 ± 30	328-204
ARE-I-90	β435477	Resto vexetal	3865-3695	3510 ± 30	1915-1745
ARO-I-7	β514892	Materia orgánica do sedimento	1185-1055	1200 ± 30	765-895 AD
ARO-I-12	β514893	Materia orgánica do sedimento	1822-1692	1810 ± 30	128-258 AD

BP: antes do presente (ano 1950); BC: antes de Cristo (ano 1); AD: despois de Cristo (Anno Domini)

En tres mostras (CI-7-13, IN-2-8 e IN-2-12) obtivéronse dúas idades, unha correspondente á material orgánica do sedimento e a outra a restos vexetais presentes no sedimento. A preparación das mostras realizouse mediante o seguinte procedemento:

- Pretratamento. O material terra fina (<2 mm) axítase en auga destilada ultrapura durante 16 h. Posteriormente, procédese ao seu filtrado en baruto de 50 μm de malla para separar areas, restos orgánicos sen descompoñer ou outros elementos indexados. A suspensión resultante secouse nunha estufa de aire forzado a 35 °C.
- A medición de ^{14}C, mediante espectrometría de masas con acelerador, foi realizada por Beta Analytic Inc. (Miami, EE. UU.).
- As idades convencionais de ^{14}C calibráronse utilizando *CALIB 8.2* (Stuiver et al. 2021) e exprésanse en anos antes do presente (cal. BP), referenciando o presente coma 1950 (Táboa 8).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Como argumentan Kaal et al. (2008a), a idade ^{14}C da materia orgánica é representativa do período de orixe da vexetación e que é incorporada ao solo (Kaal et al., 2008a, b; Kovda et al., 2001; Pessenda et al., 2001).

3.3 ESTUDO DOS DEPÓSITOS EDAFO-SEDIMENTARIOS DE AREOSO

A análise de secuencias edafo-sedimentarias permite a obtención de diferentes parámetros (físicos, químicos, cronolóxicos, etc.), cuxa interpretación é a base de moitos estudos paleoambientais. Para coñecer a evolución ambiental do illote Areoso téñense analizado 6 secuencias obtidas en diferentes puntos do illote (S1, S4, M4-III, M4-C, IN-2 e CI-7) ao que se debe engadir a secuencia tomada na marxe oriental da veciña Illa de Arousa (ARO-1).

3.3.1 SECUENCIA S1

A secuencia S1 sitúase no flanco occidental do sector meridional do illote. Está tomada baixo da praia actual, cunha cota na base de 1,15 m snmm. Ten unha potencia de 140 cm, e tomáronse 28 mostras (Figura 74).

Figura 74: Detalle da sondaxe S1 tomada por debaixo da praia actual, ao pé da fronte dunar.

3.3.1.1 Descritiva

A secuencia divídese en seis unidades (Figura 74), de base a teito:

- Unidade I (140-120 cm de profundidade). Cor en húmido: amarela agrisada. Cor en seco: amarelo agrisado clara. Este nivel está conformado por areas e gravas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

graníticas angulosas nunha matriz fina, como consecuencia da alteración do substrato granítico.

- Unidade II (120-90 cm). Cor en húmido: negra. Cor en seco: marrón. Nivel formado por unha matriz franco-limosa mesturada con gravas graníticas angulares, cuxa proporción aumenta en profundidade. Presenta unha estrutura en bloques subangulares medianos a finos xunto con agregados granulares finos. Lixeiramente plástico e adherente. Límite gradual coa unidade I.
- Unidade III (90-70 cm). Cor en húmido: marrón escura. Cor en seco: marrón clara. Material fino rico en area, con estrutura moderada en bloques subangulares finos a medianos, mesturados cunha estrutura granular fina. Lixeiramente plástico e adherente. Levemente edafizado. Identifícase un nivel arqueolóxico con cerámicas de tipoloxía campaniforme (Chao Álvarez, 2015). Límite gradual coa unidade II.
- Unidade IV (70-40 cm). Cor en húmido: marrón avermellada. Cor en seco: marrón agrisada. Nivel areoso, sen estrutura, non plástico e non adherente, edafización incipiente. Na base mesturase co nivel inferior, colmando pequenas fendas, asimilables á posibles marcas de raíces. Límite claro coa unidade III.
- Unidade V (40-20 cm). Cor en húmido: marrón avermellada. Cor en seco: Marrón agrisada. Está conformada por material areoso pobremente estruturado na que se mesturan pequenos bloques subangulares con estrutura lixeira. Non adherente. Non plástica. A edafización é incipiente. Hai material arqueolóxico (fragmentos de cerámica) na parte intermedia do nivel, cuxa elevada degradación imposibilita que se poida circunscribir a un período cultural. Cara a base, en contacto coa seguinte unidade, atópase un canto rodado de cuarzo redondeada, xunto con algunhas gravas angulosas. Límite claro co nivel IV.
- Unidade VI (20-0 cm de profundidade). Cor en húmido: Marrón agrisada. Cor en seco: Marrón agrisada clara. Unidade situada directamente debaixo da praia actual. Trátase dun material areoso sen estrutura con algúns agregados finos a mediados, mesturados con bloques subangulares con estrutura lixeira a moderada. Non adherente. Non plástica. Esta unidade presenta unha edafización incipiente. Presenta un límite gradual coa unidade V.

3.3.1.2 Propiedades granulométricas e morfométricas

Os datos granulométricos da secuencia S1 (Figura 75) permiten diferenciar tres fases sedimentarias diferentes. Os niveis basais abranguen os primeiros 50 cm da secuencia, e correspóndese coas unidades I e II. Trátase dun material pobremente seleccionado, conformado por areas grosas e gravas angulosas dentro dunha matriz limo-arxilosa, cun tamaño medio de partícula que descende (de 0,8 mm a 0,4 mm) segundo diminúe o contido en gravas e aumenta o das areas. Existen lixeiras diferencias entre ambas unidades, pois a unidade I, situada directamente sobre o substrato granítico, presenta as maiores concentración de gravas (do 37 % ao 23 %), as menores de area (42-53 %) e unha elevada presenza de materiais finos (21-25 %). Sobre esta capa disponse a unidade II, onde o contido en gravas descende progresivamente ata o 1,5 % a teito do nivel, mentres se incrementa a fracción area. O contido en limos e arxilas é lixeiramente superior á unidade I (Figura 75).

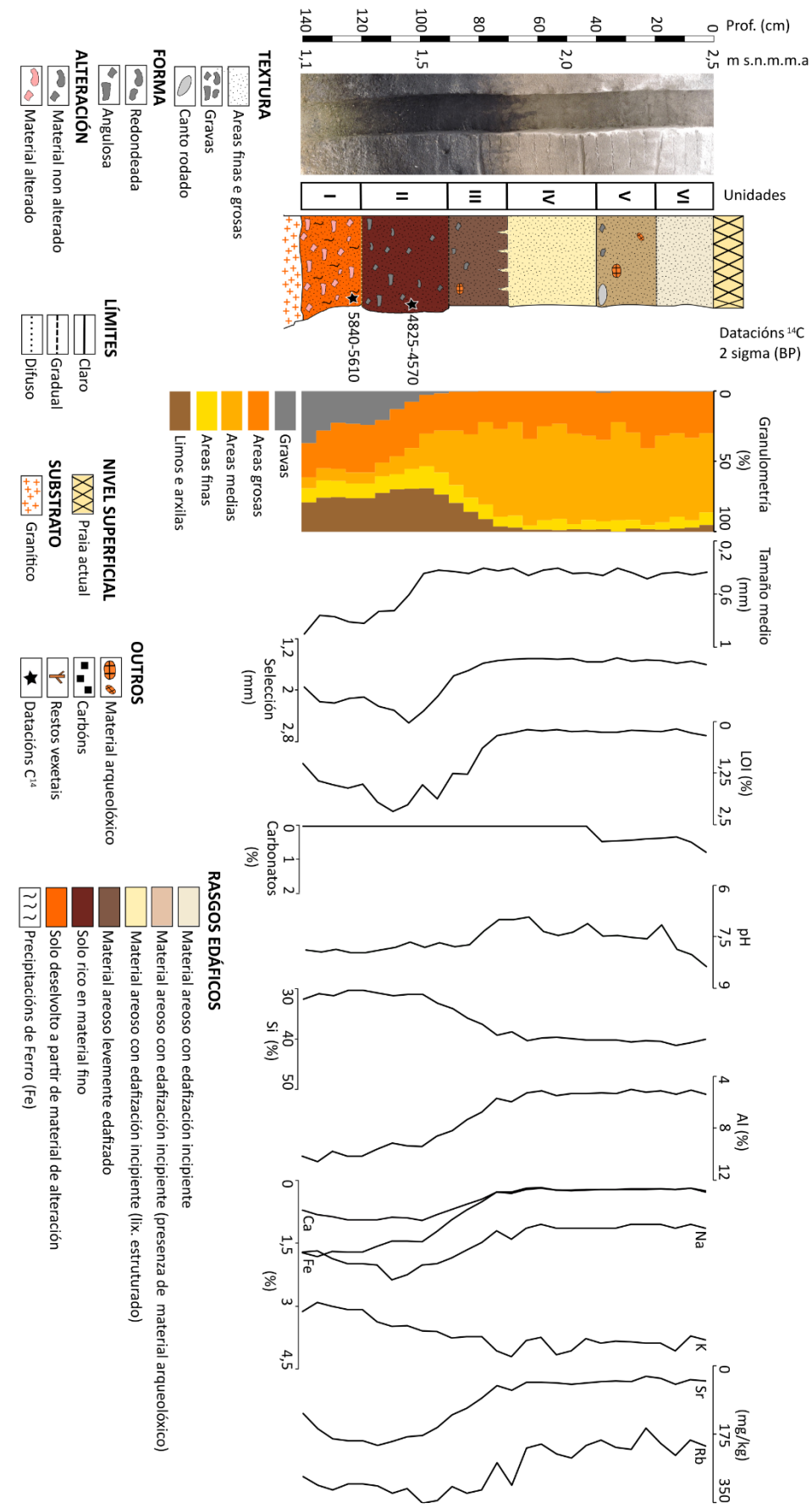


Figura 75: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia S1.

A unidade II é fosilizada pola unidade III (90-70 cm), que apenas conten gravas e onde o contido en finos diminúe (do 21 % ao 4 %), polo que o material pasa a ser eminentemente areoso, cun dominio progresivo das areas medias. As características das unidades superiores (IV, V e VI) son comparables á parte superior da unidade III, onde as areas supoñen case a totalidade do sedimento (95-99 %), sendo as areas medias (0,4 e 0,25 mm) a fracción dominante (55-70 %). Salvo o maior contido en limos e arxilas da unidade III, as catro unidades (III a VI) presentan características granulométricas semellantes, cun tamaño medio de ~0,45 mm e moderadamente ben seleccionadas.

O estudo morfométrico realizado sobre as fraccións de 1 mm e 0,4 mm revela que se trata dun material siliciclástico inmaturo. Toda a secuencia é dominada polos grans de cuarzo e feldespato, con porcentaxes menores de fragmentos de granito e cristais de mica, mentres que os minerais ferromagnesianos accesorios aparecen de forma illada. Aínda que a maioría do material é anguloso ou escasamente redondeado, aparece algúns grans de cuarzo totalmente redondeados, inclusive esféricos, de forma esporádica ao longo da secuencia, pero sempre na fracción 0,4 mm. As unidades basais presentan os menores contidos en cuarzo e con porcentaxes significativas de fragmentos graníticos, nomeadamente na fracción de 1 mm (> 25 %). Parte do material aparece con bordes suaves, sen arestas vivas, derivado dos procesos de alteración que afectan principalmente a feldespatos e micas. A partires da unidade III descende o contido en fragmentos de rocha, incrementándose o contido en cuarzo e a porcentaxe de angulosos. Nas unidades superiores (IV, V e VI) o material aparece escasamente redondeado, sendo principalmente material anguloso.

3.3.1.3 Propiedades físico-químicas

Os valores da LOI presentan diferenzas notables entres as unidades da secuencia, moi ligado ao contido de limos e arxilas (r=0,98). Na unidade I aumenta dende o 1 % da base ata o 1,6 % na mostra superior. O material da unidade II é o máis orgánico da secuencia (1,5- 2,2 %), onde os valores máis elevados (>2 %) acádanse entre 100 e 110 cm de profundidade. Na unidade III prodúcese unha diminución da LOI, pasado de 1,3 % ao 0,3 %. As tres unidades superiores (IV, V e VI) manteñen porcentaxes baixas, sempre inferiores ao 0,35 % (Figura 75).

Por outra banda, a secuencia S1 apenas presenta carbonatos bioxénicos, que soamente aparecen nas mostras superiores, pero con porcentaxes moi baixas (<1 %). Estes fragmentos atópanse nas fraccións finas, pois non se identificaron fragmentos bioxénicos no estudo morfométrico.

A terceira propiedade físico-química analizada é o pH, medido tanto en auga coma en cloruro potásico (ClK). O pH en auga mantense constante entorno ao 8-8,2 nas tres unidades inferiores (I, II e III). Na unidade IV os valores descenden (7,4-7,6), aumentando novamente nas unidades V e VI ata acadar valores de 8,5 a teito (Anexo II. Táboa 6).

3.3.1.4 Análise elemental

No caso da secuencia S1, a excepción do Si e do K, os elementos maiores presentan as concentracións máis elevadas nas unidades basais (I e II), fronte aos valores baixos nas tres unidades superiores (IV, V e VI) (Figura 75). Todos estes elementos presentan unha correlación positiva coa fracción limo-arxila (r=0,95 Al; r=0,95 Fe; r=0,99 Ca; r=0,97 Mg; r=0,97 Na; r=0,92 Ti; r=0,79 Mn). O Si presentan unha distribución da concentración

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

oposta, con valores altos nas tres unidades superiores (38-41 %) e máis baixos nas unidades basais (30-33 %). O contido en K mantense estable nas unidade superiores, descendendo progresivamente en profundidade a partir da unidade III. Ambos elementos presentan unha correlación negativa co contido en limos e arxilas (r=-0,97 Si; r=-0,76 K). Os datos de dous elementos traza litoxénicos como o estroncio (Sr) e o rubidio (Rb) tamén indican maiores concentracións nas unidades basais fronte ás tres superiores, actuando a unidade III como unha transición. Ambos elementos gardan tamén unha correlación positiva co contido en limos e arxilas (r=0,97 Sr; r=0,85 Rb) (Anexo II. Táboa 7).

Na secuencia S1os valores máis elevados de Ti/Ca correspóndense coa unidade I e, en menor medida na unidade II, mentres que nas catro unidades superiores (III a VI) presenta valores máis modestos. Pola contra, a relación K/Ti acada os valores máis elevados nas tres unidades superiores, descendendo na unidade III e mantendo valores baixos nas unidades basais (Figura 76).

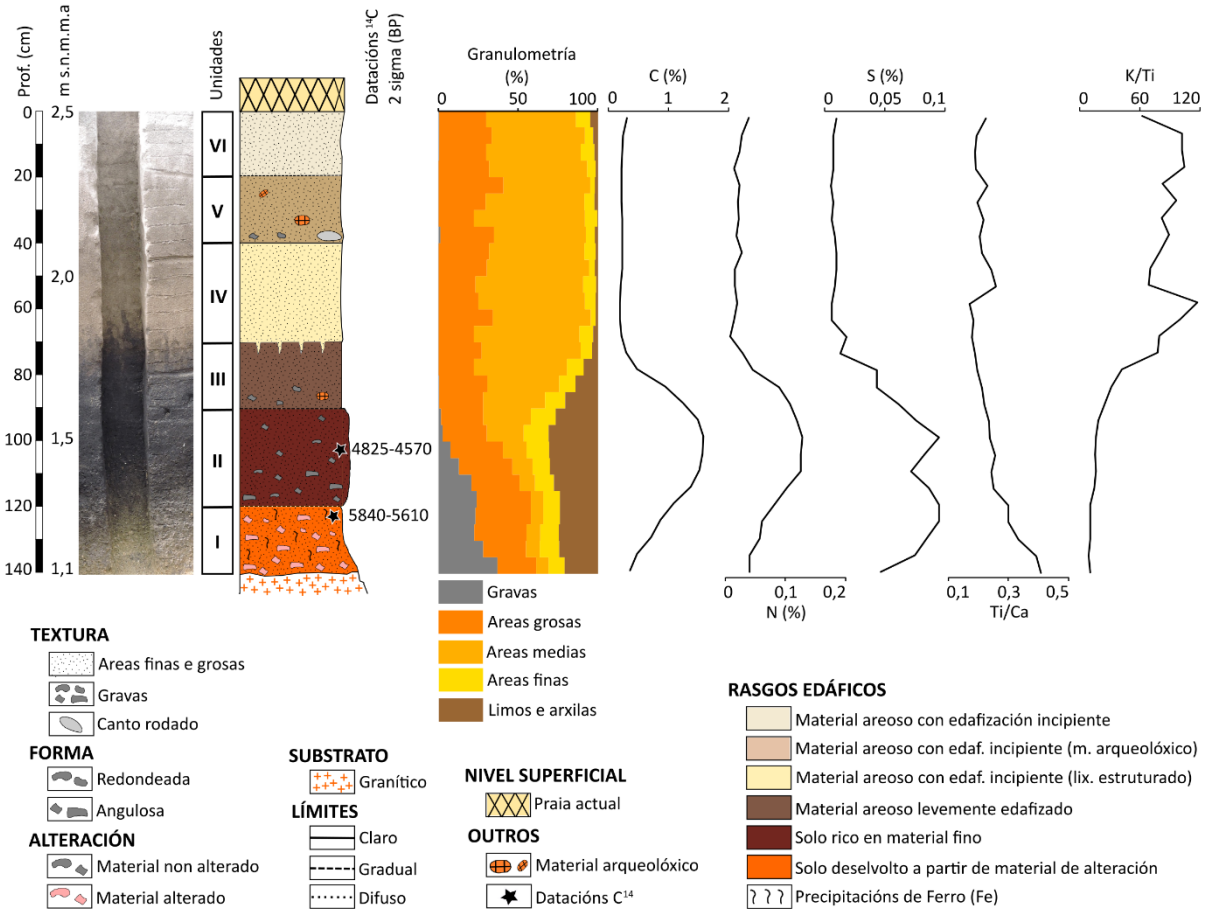


Figura 76: Datos de XRF e coeficientes Titanio/Calcio (Ti/Ca) e Potasio/Titanio (K/Ti) da secuencia S1.

O contido en carbono (C), nitróxeno (N) e xofre (S) está directamente relacionado coa cantidade e a natureza da materia orgánica (Sánchez, 2007), presentando unha correlación positiva cos datos de LOI (r=0,92 C; r=0,90 N; r=0,95 S). Os tres elementos mostran un enriquecemento dende a base da secuencia ata acadar os valores máis elevados (1,6 % C, 0,13 % N e 0,09 % S) nas mostras con maior contido orgánico, situadas na metade da unidade II (115-100 cm de profundidade). As súas concentracións diminúen progresivamente na

unidade III ata acadar uns valores baixos que se manterán constantes nas tres unidades superiores (Figura 76).

3.3.1.5 Análise mineralóxica

A secuencia S1 está formada por material siliciclástico dominado por feldespatos e cuarzo. Nas mostras da secuencia identifícanse, en porcentaxes variables, tanto feldespatos potásicos (esencialmente microclina) coma plaxioclasas, onde o superior contido en Na fronte o Ca suxiren que son esencialmente albíticas (Anexo II. Táboa 8). As unidades basais son as que presentan maior abundancia en feldespatos (~60%) e porcentaxes modestas de cuarzo (~35%), pero con diferenzas entre ambas. A unidade I ten os contidos en cuarzo máis baixos e os máis elevados en micas (10-15 %). Os feldespatos potásicos son máis abundantes que as plaxioclasas, mentres que a mica dominante é a biotita. Salvo nesta primeira unidade da secuencia, a moscovita, que é un mineral máis estable, é a mica dominante a pesares do maior contido en biotita do substrato (Galán Arias, 1981), non obstante, debido as baixas concentracións, resulta complexo diferenciar a mica preponderante. Tamén aparecen trazas de minerais de alteración como a caolinita e a vermiculita. Na unidade II, o contido en feldespatos é lixeiramente superior ao da unidade I (~55-65 %), namentres descende os das micas. A unidade III presenta un contido en cuarzo crecente, pero inferior aos feldespatos, e unhas porcentaxes de mica baixas. Os feldespatos potásicos aumentan (>40 %) fronte a unha proporción menor de plaxioclasas (10-15 %). As unidades superiores (IV, V e VI), onde domina o material de tamaño area, o cuarzo aumenta ata igualarse co feldespato, con porcentaxes variables de ambos minerais entre 40 % e 60 %. Os feldespatos potásicos redúcense (25-35 %) pero o seu contido segue a ser superior ao das plaxioclasas (<15 %). O contido en mica continúan a ser baixos (<5 %), sendo a moscovita a dominante.

3.3.1.6 Datacións radiocarbónicas

Dúas datacións radiocarbónicas foron realizadas nesta secuencia. Na mostra 22 (unidade II), á unha profundidade de 105-110 cm, obtívose unha idade de 4825-4570 cal. BP. A outra datación realizouse na mostra superior da unidade I (mostra 25, 120-125 cm de profundidade), cuxo resultado foi unha idade de 5840-5610 cal. BP.

3.3.1.7 Interpretación da secuencia S1

A situación do illote Areoso, desconectada a nivel sedimentario do continente e da illa de Arousa, imposibilita a chegada de aportes sedimentarios fluviais ou doutras fontes continentais, polo que a área fonte destes niveis son os corpos sedimentarios submareais, a erosión dos depósitos continentais do propio illote e o aporte bioxénico (Blanco-Chao et al. 2020; Cajade-Pascual et al., 2023). A secuencia está formada por un material inmaturo, con escaso grao de retraballamento, indicativo de que o material apenas tería sufrido transporte. Só existe unha pequena poboación (< 2 %) de grans de cuarzo esféricos ou moi redondeados, que aparecen de forma regular na fracción 0,4 mm, interpretado como un aporte de sedimento máis antigo que se foi incorporando progresivamente á secuencia (Cajade-Pascual et al., 2023). Os datos de granulometría sinalan unha dicotomía entre un material de orixe continental, heteroxéneo, con presenza significativa de gravas, areas (grosas e finas) e limos e arxilas; e un sedimento costeiro, formado case exclusivamente por areas onde dominan as

fraccións medias. O material continental corresponderíase ás unidade I e II, mentres que as catro unidades superiores interprétanse como un sedimento costeiro. A unidade III, definida como un nivel de transición, presenta tamén un elevado contido en materiais finos e outros trazos de edafización, pero cuxas características granulométricas e morfométricas semellan máis propias dunha dinámica litoral.

O ínfimo contido en carbonatos bioxénicos, inclusive nas unidades superiores, contrasta coa composición do sedimento da praia e da duna actual, con porcentaxes superiores ao 15%. Dita variación indicaría unha rápida disolución dos bioclastos, causado pola súa elevada reactividade (aragonito e calcita) en ambientes mariños (Santos et al., 1999). Os valores de pH, dende próximos á neutralidade a lixeiramente alcalinos, están determinados pola interacción do sedimento e a auga mariña (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997).

A análise elemental revela que a maior presenza de C, N e S están vinculadas ao contido en material fino e á materia orgánica, de aí que os valores máis altos se acaden na unidade II (Figura 76). As maiores concentracións de Si están directamente relacionadas co incremento do cuarzo nos niveis superiores (III a VI). O resto de elementos maiores están tamén ligados ás variacións na composición mineralóxica e a súa capacidade de mobilización e lixiviación, aínda que no caso do Na, Mg, Ca e Ti, a súa maior concentración nos niveis basais tamén sería indicativo dun proceso de alteración do granito, ao igual que ocorre con certos elementos trazas, como o Rb e o Sr (Figura 75 e Anexo II. Táboa 7). Os valores máis elevados do coeficiente Ti/Ca son indicativos dunha maior aportación de material terríxeno namentres valores baixos das unidades III a VI apuntan a unha maior influencia mariña (Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2022; Muñoz Sobrino et al., 2022; Stuut et al., 2014). A relación K/Ti foi empregado noutros estudos da costa galega coma un *proxy* que permite diferenciar a orixe do sedimento (Arribas et al., 2010, Cartelle et al., 2019, 2022; Muñoz Sobrino et al., 2022), así os valores máis elevados das tres unidades superiores (IV, V e VI) serían indicativos dunha maior aportación de material reciclado do entorno (erosión costeira, depósitos antigos, etc.) namentres os valores inferiores das unidades basais poderían referir unha maior proporción de material remobilizado directamente dende o substrato.

A nivel mineralóxico, os elevados valores de feldespato e cuarzo son indicativos dun material siliciclástico, propio dunha área fonte onde o substrato correspondese co granito calcoalcalino (Galán Arias, 1981). O contido en cuarzo é lixeiramente superior nas unidades dominadas polas partículas tamaño area (III a VI), mentres que os feldespatos son máis abundantes nos niveis basais, con granulometrías máis heteroxéneas. Non obstante, os datos da morfometría indican que as fraccións analizadas (1 mm e 0,4 mm) presentan porcentaxes máis elevadas de cuarzo. Este feito pode relacionarse coa maior resistencia do cuarzo á meteorización, permitindo que sexa o material maioritario nas fraccións medias e grosas, particularmente nos niveis de orixe costeiro. Mentres que os feldespatos, máis susceptibles á alteración, concéntranse nas fraccións finas e nos fragmentos de rocha, especialmente nos niveis continentais. A presenza de minerais de neoformación na base da secuencia revelan procesos de alteración nos feldespatos, principalmente nas plaxioclasas, (caolinita) e nas micas (vermiculita) (Bisdom, 1967; Nesbitt et al., 1997; Silva et al., 2019; Taboada & García, 1997, 1999b). A interpretación dos datos obtidos nas 28 mostras da secuencia, permiten diferenciar tres etapas ambientais diferentes:

- **Facies de alteración do substrato granítico**

A unidade I da secuencia correspóndense cun nivel de remobilización de alteritas, conformado por elevadas porcentaxes de gravas e areas grosas angulosas nunha matriz fina,

plástica e adherente. A presenza de minerais de alteración como a vermiculita e a caolinita (Anexo II. Táboa 23), xunto precipitados (oxihidróxidos) de ferro, son indicativos dun nivel de alteración do substrato granítico (Bisdom, 1967; Silva et al., 2019; Taboada & García, 1997, 1999a, b), que apenas tería sido transportado, dado que a biotita é a mica dominante. O maior contido en feldespatos potásicos fronte ás plaxioclasas, cuxa alteración queda patente coa presenza de caolinita, tamén son concordantes cun nivel de alteración practicamente *in situ* do substrato (Nesbitt et al., 1997; Taboada & García, 1999b). A propia topografía do illote limita o transporte que tería sufrido o material dende a fronte de alteración. O teito deste nivel está datado en 5840-5610 cal. BP.

- **Facies de solo continental: Paleosolo**

A unidade II correspóndese cun paleosolo de orixe coluvial formado principalmente por material do desmantelamento do substrato. As características morfométricas indican que o material apenas sufriu transporte, polo que provén dun área fonte próxima. O elevado contido en gravas e os valores altos en C, N, S, Ca, Na e LOI son coherentes coa formación dun solo *in situ*. A propia presenza do paleosolo reflicte unha etapa de estabilidade na paisaxe (Cajade-Pascual et al., 2023), aínda que as lixeiras variacións nas propiedades sedimentarias e xeoquímicas ilustran diferentes fases (maior e menor estabilidade) durante a formación do nivel ou mesmo modificacións antrópicas, nun momento onde este sector xa estaba ocupado polas sociedades prehistóricas. A excepción do pH, as propiedades desta unidade son semellantes a outros paleosolos holocenos desenvolvidos sobre substrato granítico en Galicia (*e.g*. Costa-Casais et al. 2008, 2012a, b; Martínez-Cortizas et al., 2009, 2016). A idade obtida a teito da unidade I, enmarca a formación deste nivel a partir de 5840-5610 cal. BP, onde as condicións ambientais manteríanse sen grandes cambios, como mínimo ata o 4825-4570 cal. BP, idade obtida na parte media do nivel (105-110 cm de profundidade). As características continentais das dúas unidades basais revelan que a súa formación se enmarca nun contexto ambiental cun NMM inferior ao actual.

- **Facies praia-duna**

A unidade II está decapitada a teito, e sobre esta prodúcese un cambio na sedimentación, representada pola unidade III, composta por un material moderadamente ben seleccionado, cun tamaño de gran medio de ~0,4 mm onde a porcentaxe de areas incrementase dende o 80 ata o 95 %. Tamén se rexistra un aumento do Si e un descenso nos valores de C, N e LOI. A nivel mineralóxico, ademais dun aumento do contido en cuarzo, prodúcese un cambio nítido na relación entre os feldespatos, aumentando os potásicos en detrimento das plaxioclasas. As propiedades sedimentarias e xeoquímicas apuntan a unha erosión da unidade subxacente como principal fonte do sedimento que forma este nivel (unidade III), de aí que presente certas similitudes coa II. A presenza de material arqueolóxico campaniforme (Chao Álvarez, 2015) e a proximidade á mámoa 4, poderían sustentar a idea de que se trata dun nivel de modificación antrópica. Non obstante, as similares propiedades sedimentarias e mineralóxicas cos niveis que o fosilizan, apuntan á acción costeira como principal proceso sedimentario na súa formación. Así, na etapa final da transgresión postglaciar, o mar tería decapitado o paleosolo continental, dando comezo unha fase de reorganización sedimentaria onde se incorpora o material do paleosolo. Con todo, tampouco se pode falar dun cambio directo entre unha dinámica continental a unha dinámica costeira, xa que as porcentaxes significativas de material fino, materia orgánica e marcadores xeoquímicos como Sr e Ca, suxiren un período

de estabilidade suficiente para unha leve edafización do sedimento (Cajade-Pascual et al., 2023). Esta complexidade na dinámica sedimentaria debe ser entendida nun contexto de adaptacións dos sistemas á subida do nivel do mar, onde o gran *stock* sedimentario derivado do desmantelamento dos depósitos continentais precisa ser reorganizado, afectando á propia dinámica do litoral.

O límite entre as unidade III e IV evidencia un truncamento, con pequenas fendas recheas con material da unidade IV, asimilables a marcas de raíces. Estas marcas serían reflexo dunha certa estabilidade na paisaxe, antes de ser arrasada e sobre a que se desenvolverán as unidades IV, V e VI. Estas unidades superiores presentan, en xeral, un sedimento moi anguloso, solto, sen estrutura, moderadamente ben seleccionado, cun tamaño medio de partícula de 0,4 mm e formado case en exclusiva por areas, onde dominan as fraccións medias. A nivel mineralóxico, aumenta o contido en cuarzo mentres que diminúe lixeiramente o dos feldespatos. O maior contido en feldespatos potásicos deriva da súa menor taxa de alteración en comparación ás plaxioclasas (Taboada & García, 1999b). Con todo, o elevado contido en feldespatos relaciónase cun escaso nivel de maduración do sedimento, xa que xa que tanto os potásicos como as plaxioclasas tenden a reducirse por efecto da abrasión mecánica nos medios costeiros (Arribas et al., 2010; Le Pera & Arribas, 2004). Estas características sedimentolóxicas e xeoquímicas son propias dun sedimento de praia-duna, sendo imposible diferenciar nitidamente se se trata de niveis eólicos ou de praia. A principal diferenza entres as tres unidades radica nas trazas de edafización incipiente que presenta a unidade V, cunha cor máis escura e lixeira estrutura, ademais dunha pequena poboación de gravas de cuarzo e material arqueolóxico (redondeado e subredondeado), acumuladas na mostra basal desta unidade. O estado dos fragmentos de cerámica imposibilitou a súa vinculación a un período cultural determinado (Chao Álvarez, 2015). A unidade VI situase baixo a praia actual, e apenas presenta evidencias de procesos edafoxenéticos, sendo un material solto, sen estrutura.

As propiedades destas tres unidades (IV, V e VI) apuntan a procesos de sedimentación costeiros que se corresponden ao establecemento dun sistema praia duna coma o actual. As tres unidades están situadas por cota dentro do rango de acción da ondada e non se teñen atopado evidencias dun NMR superior ao actual, polo que os episodios de edafización que se rexistran na unidade V podería referir variacións nos parámetros da ondada ou cambio na situación das frontes dunares ou dos perfís da praia (Cajade-Pascual et al., 2023).

3.3.2 SECUENCIA S4

A secuencias S4 (ARE-S4) sitúase no flanco oriental do sector meridional do illote. Está tomada baixo da praia actual a unha cota de 0,9 m snmm na súa base. Conta cunha potencia de 115 cm dividida en 23 mostras (Figura 77).

3.3.2.1 Descritiva

A secuencia divídese en seis unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (115-110 cm de profundidade). Cor en húmido: amarela agrisada clara. Este nivel está conformado por areas e gravas graníticas angulosas nunha matriz fina. Abundante material alterado.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Figura 77: Detalle da sondaxe S4 tomada debaixo da praia actual, ao pé da fronte dunar.

- Unidade II (110-80 cm). Cor en húmido: negra. Cor en seco: marrón. Nivel conformado por unha matriz de area, limo e arxila mesturada con numerosas gravas graníticas e grans de cuarzo angulosos. Presenta unha estrutura en bloques subangulares medianos a finos combinados con agregados granulares finos. Lixeiramente plástico e adherente. Límite claro coa unidade I.
- Unidade III (80-70 cm). Cor en húmido: marrón escura. Cor en seco: marrón. Material fino rico en area, con estrutura moderada en bloques subangulares finos a medianos, mesturados cunha estrutura granular fina. Lixeiramente plástico e adherente. Presenza dun nivel arqueolóxico onde se identifican cerámicas, cuxa adscrición a un período cultural non foi posible debido ao pequeno tamaño dos fragmentos e o seu estado de conservación, aínda que son asimilables ás atopadas na unidade III da secuencia S1 (Chao Álvarez, 2015). Aparece tamén unha liña de carbóns. Límite claro coa unidade II.
- Unidade IV (70-55 cm). Cor en húmido: marrón avermellada. Cor en seco: marrón agrisada. Trátase dun nivel areoso, sen estrutura, non plástico e non adherente. Moi levemente edafizado. Límite gradual coa unidade III.
- Unidade V (55-45 cm). Cor en húmido: marrón avermellada. Cor en seco: Marrón agrisada. Está conformada por material areoso sen estrutura na que aparecen pequenos bloques subangulares con estrutura lixeira. Non adherente. Non plástica. Edafización son incipientes. Aparecen fragmentos de cerámica semellantes aos da mesma unidade na secuencia S1, cuxa elevada degradación imposibilita que se poida circunscribir a un período cultural (Chao Álvarez, 2015). Límite gradual coa unidade IV.
- Unidade VI (45-0 cm de profundidade). Cor en húmido: Marrón agrisada. Cor en seco: Marrón agrisada clara. Esta unidade sitúase directamente debaixo da praia

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

actual. Trátase dun material areoso sen estrutura con algúns agregados finos a medianos, mesturados con bloques subangulares con estrutura lixeira a moderada. Non adherente. Non plástica. Na parte inferior (35-40 cm) deste nivel atopouse unha moeda de 5 pesetas de 1986 (Chao Álvarez, 2015). Esta unidade presenta unha edafización incipiente. Presenta un límite gradual coa unidade V.

3.3.2.2 Propiedades granulométricas

Os resultados granulométricos de S4 apuntan a unha gran similitude coa secuencia S1, onde tamén se diferencian tres dinámicas sedimentarias. As unidade basais (I e II) abranguen os 35 primeiros cm dende a base. Trátase dun sedimento pobremente seleccionado, conformado por areas grosas e gravas angulosas dentro dunha matriz limo-arxilosa. A unidade I contén gravas graníticas alteradas, onde tamén se observa precipitación de óxidos de ferro. A unidade II presenta un material heterométrico, con contidos constantes de limos e arxilas (12-20 %), pero con proporcións máis variables de gravas e areas. As catro mostras inferiores (110-90 cm de profundidade) son ricas en gravas (17-35 %) e areas grosas (33-40 %), cun menor contido en areas medias e finas. Esta preponderancia das fraccións grosas eleva o tamaño medio das partículas á 0,7-1,0 mm, cun nivel de selección entre moderada e pobre. As dúas mostras superiores deste nivel (90-80 cm de profundidade) presentan, pola contra, un menor contido en gravas (<3%) e un aumento das areas, en especial das fraccións medias (0,4 e 0,25 mm). O tamaño medio nestas dúas mostras descende ata ~0,45 mm, cun nivel de selección semellante á parte inferior da unidade (Figura 78).

A unidade III é unha transición entre as unidades basais e as superiores. As gravas desaparecen e as areas supoñen arredor do 90 % do material, con elevadas porcentaxes das fraccións grosas e medias, cun contido en limos e arxilas minguante (do 12 % ao 7 %). O tamaño medio mantense con respecto á parte superior da unidade que fosiliza (~0,45 mm) pero algo mellor seleccionada. Sobre esta unidade de transición, desenvólvense tres unidades conformadas case exclusivamente por areas (>95 %), onde dominan claramente as fraccións medias (57-72 %). O tamaño medio das partículas mantense constante entre o 0,40 e 0,45 mm, cunha moderada boa selección.

3.3.2.3 Propiedades físico-químicas

Os valores de LOI presenta diferenzas notables entres as unidades da secuencia (Figura 78), ligado ao contido de limos e arxilas (r=0,93). Na base da unidade II acádese o valor máis elevado (4,2 %), manténdose relativamente constante no resto da unidade (2,3- 2,9 %). Na III os valores descenden ata o 1,2 %, manténdose por debaixo do 1 % nas tres unidades superiores. As porcentaxes máis baixas acádanse na unidade VI (~0,4 %).

Na secuencia S4 non se detectan carbonatos bioxénicos nos niveis basais nin na unidade III. Nas unidade IV e V aparecen concentracións baixas (< 1 %), e só nas mostras superiores da unidade I o contido aumenta ata acadar o 6,9 % no teito da secuencia.

O pH presenta valores lixeiramente alcalinos en toda a secuencia (8,0-8,4), e só algo máis elevados na unidade I (8,9-9,0) (Figura 78). Os valores do pH en ClK son análogos aos obtidos en auga, con mínimas diferenzas (Anexo II. Táboa 9).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

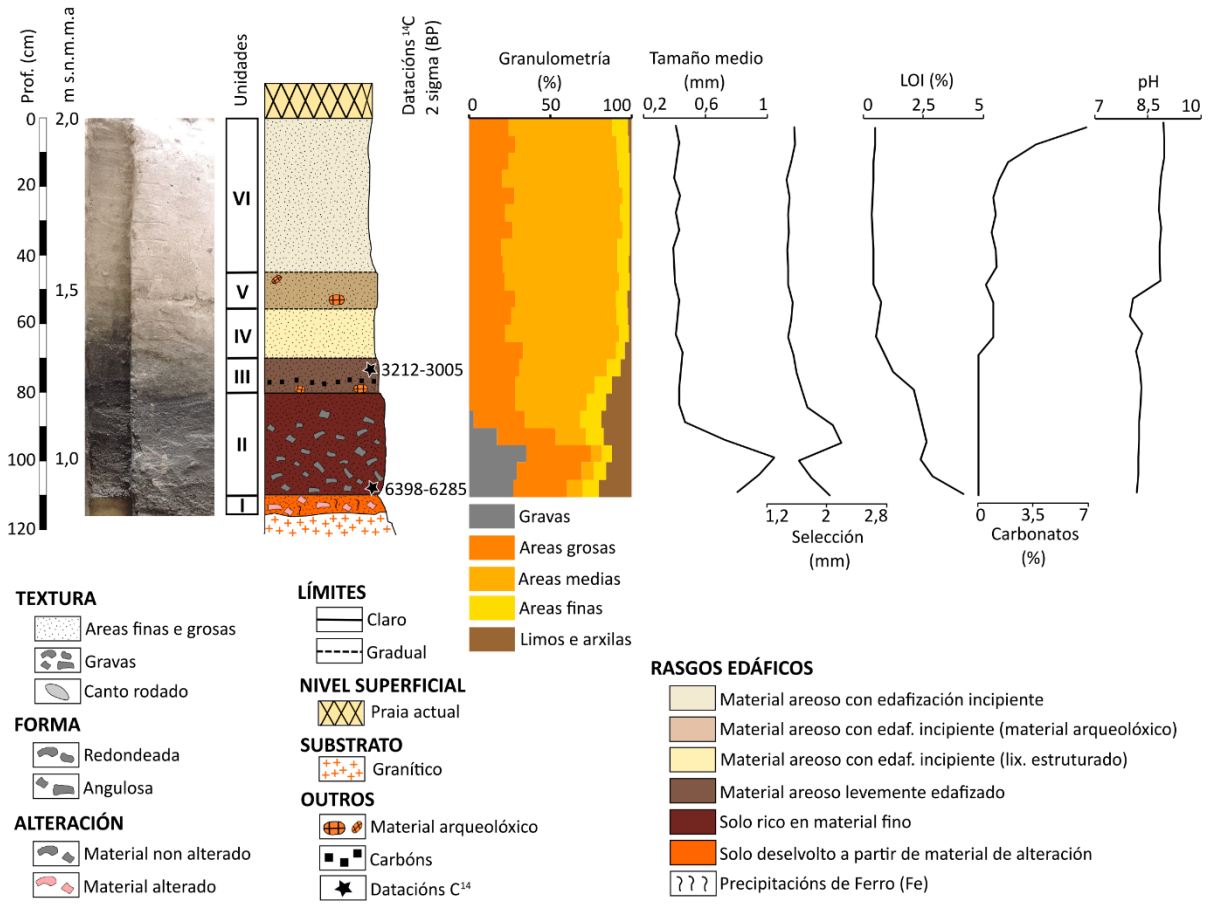


Figura 78: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia S4.

3.3.2.4 Análise mineralóxica

A secuencia S4 está formada por un sedimento siliciclástico dominado por feldespatos (potásicos e plaxioclasas) e cuarzo (Anexo II. Táboa 10). As tres mostras inferiores da unidade II presentan un contido baixo en cuarzo, mentres que na parte superior do nivel, as porcentaxes de feldespato e cuarzo iguálanse. Nos feldespatos, existe unha proporción lixeiramente superior do contido en potásicos fronte ás plaxioclasas. Aparecen trazas de mica, pero a súa escasa concentración imposibilita determinar a tipoloxía preponderante. Nas unidades III, IV e V, o contido en feldespato (~60-70 %) mantense claramente por riba do cuarzo (~30-40 %), sendo os potásicos, os feldespatos dominantes. Na unidade VI descende lixeiramente o contido en plaxioclasas, á vez que na metade inferior do nivel (25-45 cm de profundidade aparecen novamente trazas de mica e inclusive de calcita, pero con concentracións moi baixas (<5%).

3.3.2.5 Datacións radiocarbónicas

Na secuencia S4 realizáronse dúas datacións por ^{14}C. A primeira obtívose na base do nivel II (105-110 cm de profundidade), cuxo resultado ofreceu unha idade de 6398-6285 cal. BP. A segunda datación correspóndese co teito da unidade III (70-75 cm de profundidade), obténdose unha idade de 3212-3005 cal. BP.

USC DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.3.2.6 Interpretación da secuencia S4

A secuencia S4, localizada no flanco oriental do illote, está formada por un material siliciclástico inmaturo. Os datos granulométricos evidencian unha dualidade entre un material de orixe continental, heteroxéneo, dominado polas gravas e as areas grosas, con porcentaxes elevadas de limos e arxilas; e un sedimento de orixe costeiro, formado case exclusivamente por areas onde domina as fraccións medias. A secuencia divídese en seis unidade edafo-sedimentarias.

- **Facies de alteración do substrato granítico**

Este nivel abrangue a unidade I da secuencia, correspondentes aos 5 primeiros cm de material sobre o substrato granítico. Aínda que non foi posible recoller mostra, debido a que estaba saturado o nivel por auga mariña, a súa descritiva evidencia a súa equiparación á mesma unidade da secuencia S1, conformada por un material resultante da remobilización de alteritas.

- **Facies de solo continental: Paleosolo**

Sobre o nivel de alteritas, desenvólvese un paleosolo coluvial formado por un material heterométrico (gravas, areas e finos) pouco rodado, indicativo dun escaso transporte. A mineraloxía, con contidos altos de plaxioclasas e presenza de mica, son coherentes cunha área fonte proximal do material. A base deste nivel foi datada, polo que a súa formación sitúase entorno ao 6398-6285 cal. BP. Os valores de LOI (>2 %) sinalan certo grao de edafización, indicativo de condicións de relativa estabilidade na paisaxe. As tres primeiras mostra (110-95 cm de profundidade) conteñen elevadas porcentaxes de gravas e areas grosas, mentres que nas mostras superiores (95-80 cm) o contido en areas (medias e finas), limos e arxilas aumentan (Figura 78). A xénese desta unidade enmarcase baixo procesos continentais, cun nivel do mar inferior ao actual, e os cambios intraunidade son representativos de fases de inestabilidade na paisaxe.

Polo período cultural no que se enmarcar a construción das mámoas 2 e 3 (López-Romero et al. 2015; Mañana-Borrazás et al. 2020; Rey García 2011), situadas nas proximidades, este paleosolo era o nivel de ocupación durante o Neolítico, que posteriormente foi truncado, e sobre o que se establece a unidade III.

- **Facies praia-duna**

Sobre a unidade II prodúcese un cambio nas características sedimentolóxicas, desaparecendo as gravas e dominando as areas medias. Presenta características propias dun sedimento costeiro, cun material moderadamente ben seleccionado e un tamaño medio de ~0,4 mm. A unidade III contén porcentaxes significativas de areas finas, limos e arxilas, ademais na súa base aparece material arqueolóxico e unha liña de carbóns. Estes aspectos permitirían interpretala coma un nivel de ocupación prehistórica, e polo tanto, de orixe continental. Non obstante, as características granulométricas e mineralóxicas, unido ao feito de que a unidade II está decapitada, parecen apuntar novamente a unha dinámica costeira como responsable do truncamento do paleosolo, de aí que o sedimento incorpore material fino e, inclusive o material arqueolóxico. As trazas de edafización da unidade III suxiren unha fase

USC DE COMPOSTELA

de colonización vexetal tras un primeiro episodio de sedimentación costeira (Cajade-Pascual e tal., 2023). Cabe sinalar que a parte superior deste nivel está datado en 3212-3005 cal. BP, polo que a presenza da liña de carbóns tamén se podería enmarcar nunha fase de ocupación durante a Idade do Bronce.

As tres unidades superiores (VI, V e VI) teñen unhas características granulométricas semellantes á unidade III, pero con porcentaxes de finos moi baixas e un incrementos das areas medias (>60 %). Esta caracterización é acorde cun sistema praia-duna, aínda que a composición mineralóxica e o escaso retraballamento das partículas, suxiren novamente que se trata dun material que apenas foi transportado dende a súa área fonte. Existen lixeiras diferenzas entre as tres unidades. A unidade V presenta evidencias dunha edafoxénese incipiente, e mostra unha mellor estrutura que a unidade que fosiliza, ademais conten fragmentos cerámicos subredondeados, cuxo estado imposibilita a súa adscrición cultural. O seu estado, moito máis desgastado que os fragmentos que aparecen na unidade III, suxiren un sometemento máis prolongado á dinámica litoral antes de ser depositados. A unidade VI é un sedimento sen apenas estrutura, que unido ao feito de atopar unha moeda de 5 pesetas na parte inferior do nivel, apuntan a unha formación moi recente (Cajade-Pascual et al., 2023).

As secuencias S4 e S1 presentan unha estrutura edafo-sedimentaria equiparable, onde unidades con características semellantes aparecen representadas en ambas secuencias, aínda que con potencias e cotas lixeiramente diferentes. Estas disparidades son probablemente consecuencia de pequenas variacións topográficas e morfodinámicas (relacionadas principalmente coa propagación e dirección da ondada) entre os flancos do illote. A ausencia de datación nas unidades superiores (IV, V e VI) non permite albiscar posibles hiatos sedimentarios entre os niveis. Non obstante, as trazas de edificación destas unidades son indicativos de variacións nos perfís de praia e da fronte dunar (Cajade-Pascual et al., 2023).

3.3.3 SECUENCIA M4-III

A secuencia M4-III obtívose no marco da intervención arqueolóxica da Mámoa 4, que permitiu acceder ao interior do sistema dunar meridional do illote. A base do nivel non está tomada directamente sobre o substrato, aínda que este aparece só a uns poucos cm da mostra situada a maior profundidade. As 34 mostras obtivéronse en dúas columnas diferentes, situadas uns 8 metros no interior da duna, obtendo unha secuencia de 225 cm de potencia (Figura 79).

3.3.3.1 Descritiva

A secuencia divídese en sete unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (225-205 cm de profundidade). Cor en húmido: marrón escura a negra, con tonalidades avermelladas. Cor en seco: marrón escura. Este nivel está conformado por areas e gravas angulosas nunha matriz fina, adherente e plástica. O material presenta unha estrutura forte, en bloques subangulares grosos. Algunhas partículas evidencian signos de alteración. Consistencia en húmido: firme a moi forte. Consistencia en seco: dura.
- Unidade II (205-170 cm). Cor en húmido: marrón escura. Cor en seco: marrón escura. Este nivel está conformado por areas e gravas angulosas nunha matriz

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

fina, lixeiramente adherente e lixeiramente plástica. Aparece material meteorizado. Presenta unha estrutura de moderada a forte, en bloques subangulares medios e grosos mesturados cunha estrutura granular máis fina. Consistencia en húmido: friable a firme. Consistencia en seco: dura. Límite claro coa unidade I.

- Unidade III (170-155 cm). Cor en húmido: marrón escura a negra. Cor en seco: marrón escura agrisada. Este nivel está conformado por areas angulosas, non adherente e non plástico. Presenta unha estrutura débil, con algúns bloques subangulares finos a medios nunha matriz granular. Consistencia en húmido: solta. Consistencia en seco: solta. Presenza de marcas de raíces. Límite claro coa unidade II.
- Unidade IV (155-130 cm). Cor en húmido: marrón clara con tonalidades amarelas. Cor en seco: marrón clara agrisada. Trátase dun nivel areoso, con estrutura moi débil de tipo granular, non plástico e non adherente. Consistencia solta tanto en húmido coma en seco. Presenza de marcas de raíces. Límite gradual coa unidade III.

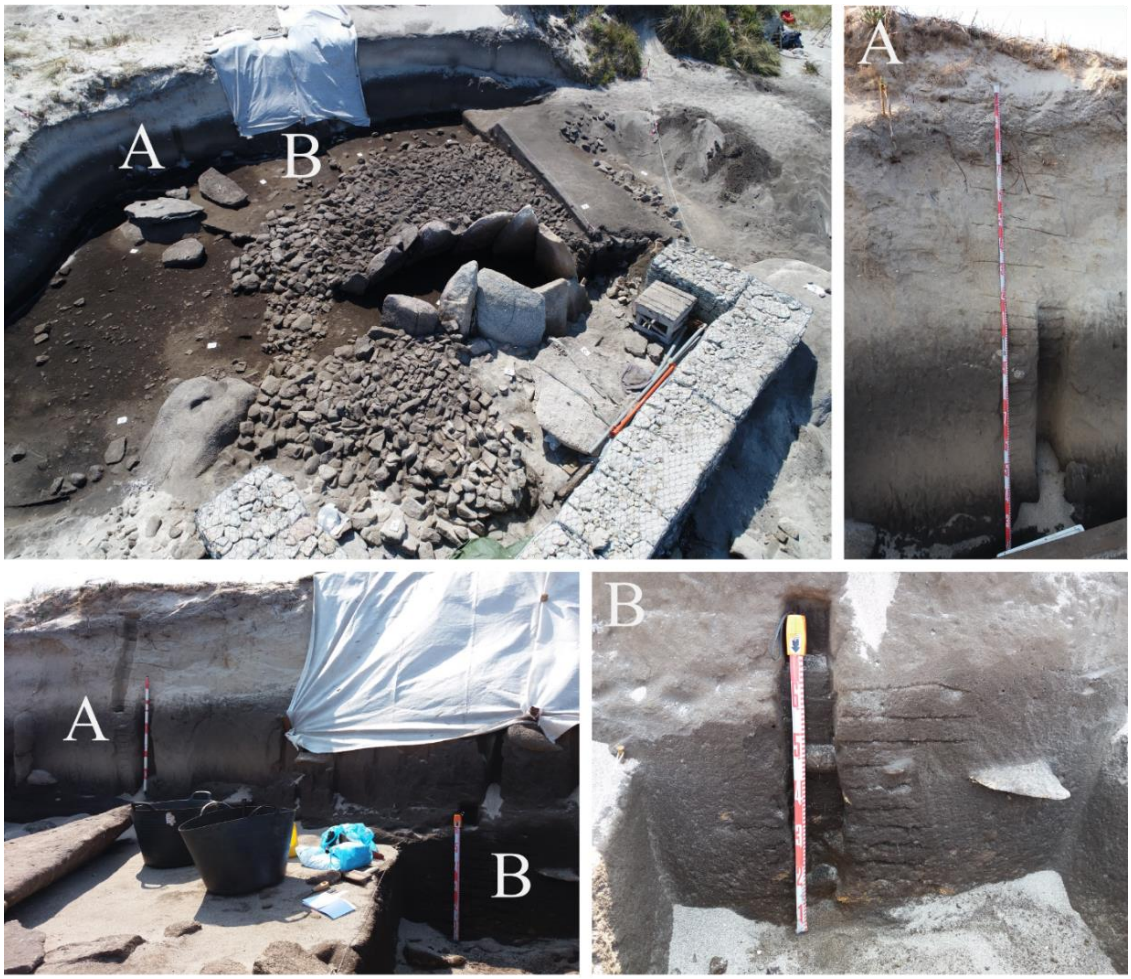


Figura 79: Detalle das dúas columnas (A e B) que conforman a sondaxe ARE-M4, tomadas na parte interna da duna durante a escavación da Mámoa 4.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Unidade V (130-110 cm). Cor en húmido: marrón grixásea. Cor en seco: Marrón claro agrisada. Nivel areoso con estrutura moi débil, incluíndo algúns bloques subangulares finos, non plástico e non adherente. Consistencia en húmido: solta a moi friable. Consistencia en seco: solta a suave. Presenza de marcas de raíces. Límite gradual coa unidade IV.
- Unidade VI (110-25 cm). Cor en húmido: Gris con tonalidades amarelas. Cor en seco: Gris clara. Trátase dun material areoso sen estrutura, non adherente e non plástico. Aparecen abundantes fragmentos bioxénicos, identificados coma malacofauna dunar. Consistencia solta tanto en húmido coma en seco. Límite gradual coa unidade V.
- Unidade VII (25-0 cm de profundidade). Esta unidade está tomada directamente baixo a superficie dunar actual. Cor en húmido: Gris. Cor en seco: Gris clara. Trátase dun material areoso con estrutura moi débil, con presenza de algúns agregados finos. Non adherente e non plástico. Aparecen restos vexetais (principalmente raíces) e bioxénicos (malacofauna dunar). Consistencia solta tanto en húmido coma en seco. Este nivel presenta un alto contido en lixo, fundamentalmente envoltorios de plástico cuxa datas de consumo preferente e caducidade encádraos na décadas dos anos 80 e 90 do século XX. Límite claro coa unidade VI.

3.3.3.2 Propiedades granulométricas e morfométricas

A secuencia M4-III presenta, a nivel granulométrico, unha dicotomía entre uns niveis basais (unidades I e II) ricos en gravas e material fino, fronte aos resto da secuencia (unidades III a VII) conformada case exclusivamente por partículas tamaño area (Figura 80). A unidade I correspóndese coas catro mostras basais. Trátase dun nivel moi homoxéneo, con porcentaxes elevadas de gravas (24-29 %), areas grosas (24-28 %) e limos e arxilas (21-24 %), cun tamaño medio de partícula de 0,7 mm e pobremente seleccionada. A unidade II presenta menores contidos en gravas, que pasan do 10-12 % nas mostras inferiores ao 4 % na parte superior do nivel. O contido en finos (~30%) é superior ao da unidade que fosiliza, aínda que descende nas mostras superiores. En contraposición, o contido en areas aumenta dende a base do nivel (do 57 % ao 78%), sobre todo na fracción de areas medias, mentres que os contido en areas grosas e finas mantéñense constantes. O tamaño medio de partícula descende notablemente, situándose no 0,56 mm na base e 0,4 mm no teito do unidade. A selección é lixeiramente peor que á unidade I (pobremente seleccionado). Sobre estas dúas unidades, prodúcese un cambio na sedimentación, onde as partículas tamaño area pasan a supoñer a práctica totalidade do sedimento (>97 %), cun tamaño medio de ~0,35 mm e moderadamente ben seleccionado (Figura 80). A unidades III, IV e V teñen contidos en area do 98-99 %, sendo as areas medias a fracción preponderante (68-75 %). A unidade VI presenta un lixeiro incremento da fracción fina e das areas grosas, aínda que as areas medias seguen a ser maioritarias (>60 %). Na unidade VII identifícase un tenue aumento das areas finas e da fracción limos e arxila (2-3 %).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

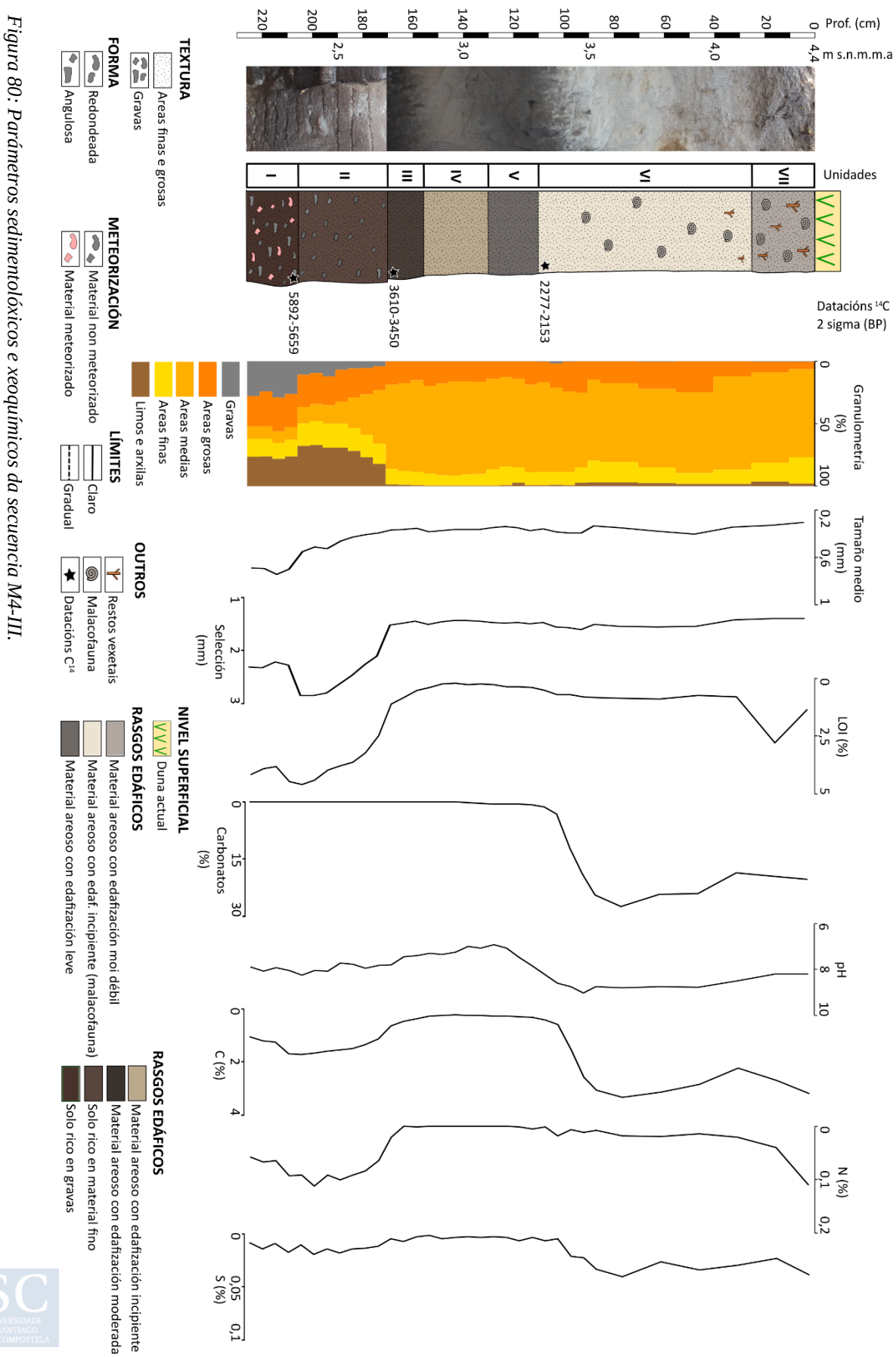


Figura 80: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia M4-III.

O estudo morfométrico realizado nas fraccións 1 mm, 0,4 mm e 0,25 mm sinala que se trata dun material eminentemente siliciclástico, brillante e anguloso, pero con variacións entre fraccións e niveis (Cajade-Pascual et al., 2022). En xeral, a fracción 1 mm presenta material máis anguloso, mentres que as maiores porcentaxes de subredondeados e redondeados atópanse nas fraccións 0,4 mm e 0,25 mm (Figura 81). Ao logo da secuencia, aparece unha pequena poboación (<3%) de cristais de cuarzo moi redondeados, incluso esféricos, que aparecen nas fraccións finas (0,4 mm e 0,25 mm). En canto á natureza dos grans, as fraccións finas son esencialmente cristais de cuarzo e feldespato en proporcións variables, con cantidades menores doutros minerais (micas e opacos) e unha pequena poboación de fragmentos aplíticos. A fracción máis grosa (1 mm) é máis rica en fragmentos de rocha (granito/granodiorita) e bioxénicos (Figura 82).

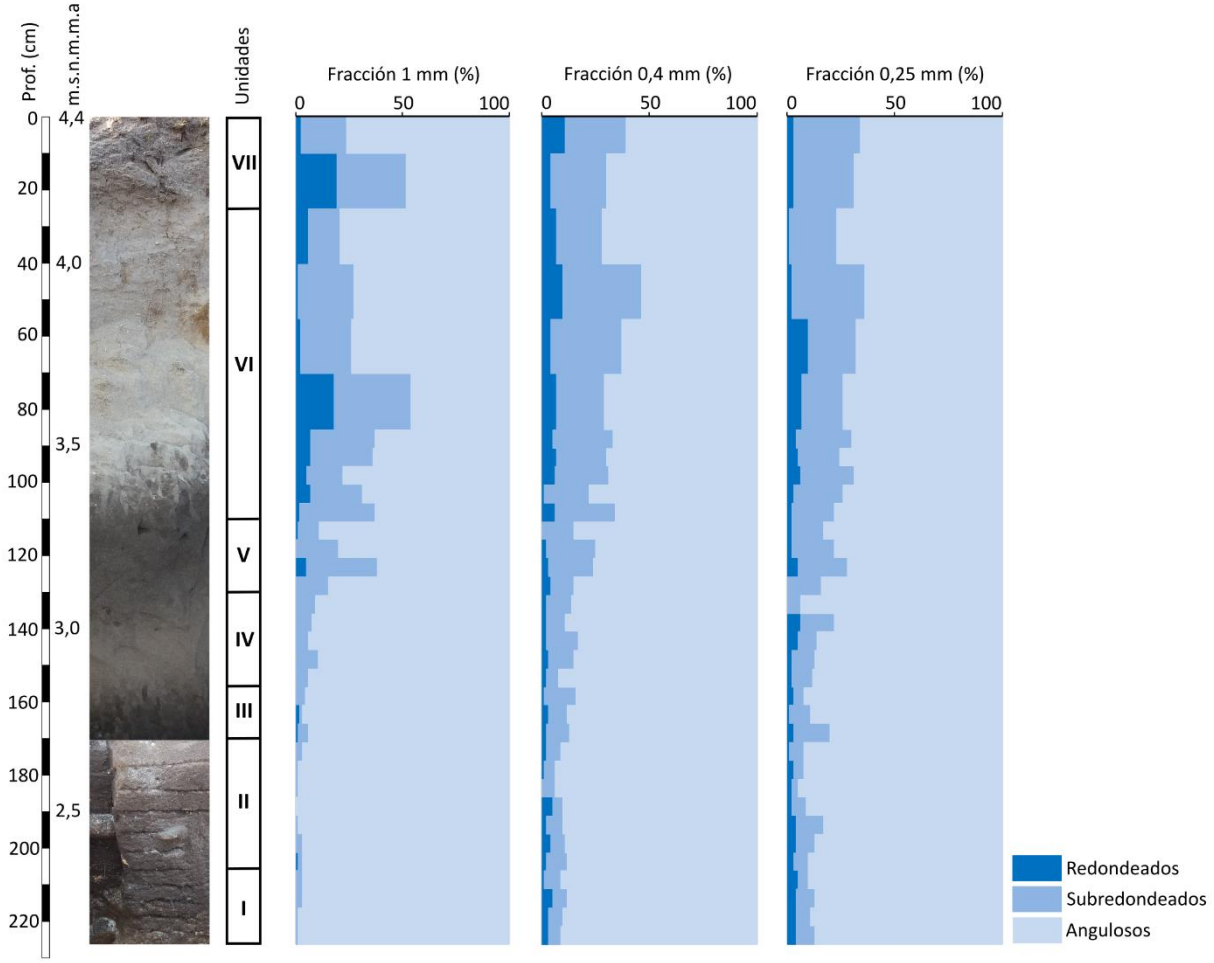


Figura 81: Análise morfométrica da secuencia M4-III. Morfoloxía das partículas correspondentes ás fraccións 1 mm, 0,4 mm e 0,25 mm.

A análise por niveis tamén sinala unha serie de cambios nas características morfométricas do material. A unidade I é a que presenta o material anguloso (87-99 %), con abundantes fragmentos de rocha na fracción 1 mm e con maior presenza de micas nas fraccións finas (~10 %), sendo a biotita a mica dominante. Os cristais de cuarzo e feldespato conforman a parte predominante do material, entorno ao ~90 % nas fraccións finas e dun ~80 % na de 1 mm. Aínda que a complexidade para diferenciar entre ambos minerais non permite establecer unha

relación precisa, pódese apuntar a unha porcentaxe elevada de feldespatos. Algunhas gravas están alteradas e tamén se distinguen grans con pátina de precipitados de ferro. A unidade II presenta unha características semellantes, aínda que cunha menor presenza de micas e material alterado. En ambas unidades (I e II) non se identifican fragmentos bioxénicos. Sobre os niveis basais dispóñense as unidades III (170-155 cm de profundidade) e IV (155-130 cm de profundidade), onde aumenta lixeiramente a porcentaxe en material subredondeado (5-15 %) nas fraccións 0,4 mm e 0,25 mm, namentres os redondeados continúan a ser escasos (>5 %). Na composición das partículas, aumenta o contido en cristais de cuarzo/feldespato, especialmente nas fraccións finas (>90 %). Na relación entre ambos minerais prodúcese un aumento do contido en cuarzo. Pola contra, identifícase un notable descenso no contido en micas (<3 %), sendo a moscovita a dominante. Na unidade V (130-110 cm de profundidade) aumenta lixeiramente o contido en subredondeados ao mesmo tempo que se aprecia algún fragmento bioxénico illado, sen que puidese ser identificado. A unidade VI (110-25 cm de profundidade) caracterízase pola abundante presenza de material carbonatado bioxénico, salvo na parte inferior do nivel, onde son rexistradas porcentaxes máis modestas (Anexo II. Táboa 13 e 14). O contido en fragmentos bioxénicos é superior na fracción máis grosa, que se incrementa progresivamente ata supoñer preto do 95 % do material a teito da unidade (Figura 82). Nas fraccións finas o contido mantense nun rango do 10 % ao 30 %. A presenza dos bioxénicos comporta un descenso no contido siliciclástico.

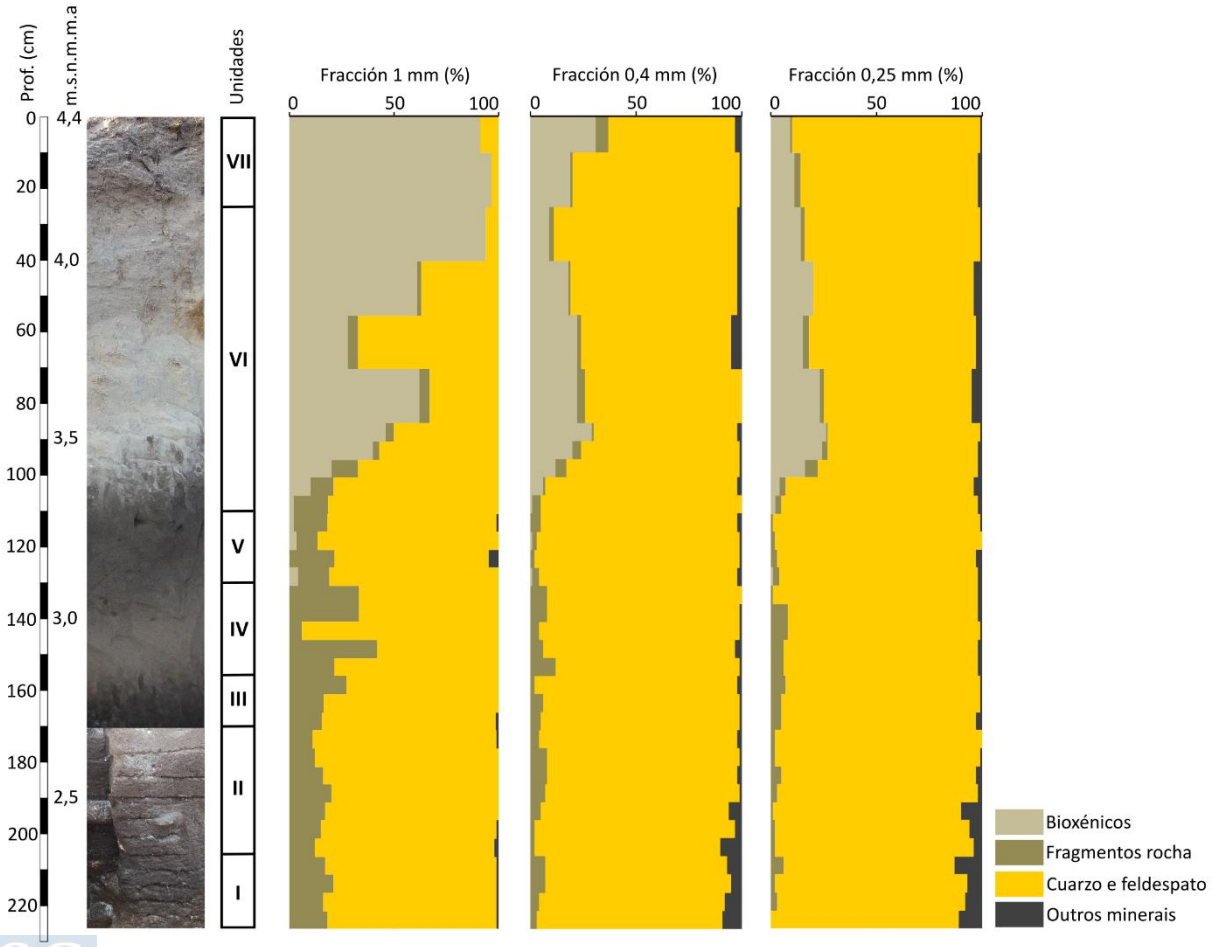


Figura 82: Análise morfométrica da secuencia M4-III. Natureza das partículas correspondentes ás fraccións 1 mm, 0,4 mm e 0,25 mm.

En canto á forma das partículas, este nivel presenta un aumento dos grans redondeados (5-10 %) e subredondeados (20-35 %). Este feito está relacionado coa presenza do material bioxénico, cuxas arestas son máis facilmente suavizadas. Entre o material bioxénico, salienta a presenza de cunchas non fragmentadas, practicamente completas, que facilitan a súa identificación. Salvo na base, neste nivel identificáronse exemplares de tres especies de malacofauna, todas elas correspondentes a gasterópodos terrestres (Castillejo, 1983): *Theba pisana*, *Cochlicella acuta* e *Cochlicella ventricosa* (Anexo II. Táboa 12). Ademais dos gasterópodos, tamén se identificaron algúns fragmentos de *Maërl* e espículas de equinodermos. A unidade superior (unidade I) está tomada directamente baixo a superficie dunar actual. O material é semellante á parte superior da unidade II, rico en bioxénicos e coas porcentaxes de material anguloso máis baixos da secuencia (<70 %) (Figura 81). O material máis groso (1 mm) está formado maioritariamente por bioxénicos, mentres que as fraccións 0,4 mm e 0,25 mm están dominadas por cristais de cuarzo e feldespato.

3.3.3.3 Propiedades físico-químicas e análise elemental

Os valores de LOI presenta diferenzas notables entre as unidades basais (I e II) e o resto da secuencia, cuxa porcentaxe está relacionado co contido en limos e arxilas (r=0,95). Os niveis basais son os que presentan contidos en materia orgánica máis elevados da secuencia (Figura 80). Na unidade I os valores de LOI situase arredor do 4 %, aumentando ata o 4,5 % no teito do nivel, porcentaxe que se mantén semellante na metade inferior da unidade II, mentres que na metade superior a porcentaxe descende ata o 2,5% rexistrado no límite superior da unidade. Na unidade III, o LOI descende notablemente en relación cos niveis que fosiliza, pasando dun 1,2 % na base ata o 0,6 % a teito. As porcentaxes mantéñense baixas (0,3-0,4 %) nas unidades VI e V, cun lixeiro incremento na unidade VI (0,6-0,9 %), Na unidade superior (VII), debido á presenza de numerosos restos vexetais (raíces, etc.) o LOI aumenta ata o 2,8 %.

Ademais do cálculo de LOI, as concentracións de elementos químicos como carbono (C), o nitróxeno (N) e xofre (S) tamén poden ser empregadas para a cuantificación do contido en material orgánica. O carbono presenta inicialmente un comportamento parecido ao do LOI (r=0,97 nas cinco primeiras unidades da secuencia), con concentracións superiores (1,1-1,7 %) nas unidades basais (I e II), en comparación coas unidades que se desenvolven sobre estas (III, IV e V), con valores entorno ao 0,5 %. Pero a diferenza dos resultados de LOI, os valores máis elevados de C (>3 %) acádanse nas dúas unidades superiores (VI e VI), vencellado á presenza dos carbonatos bioxénicos. O xofre presenta concentración baixas en toda a secuencia (<0,05 %), cunha distribución da concentración semellante ao do carbono. O nitróxeno tamén presenta concentracións pobres (<0,12 %), pero mantendo unha correlación positiva cos valores de LOI (r=0,89).

Por outra banda, os resultados obtidos mediante o ataque con ácido clorhídrico indican unha ausencia de carbonatos bioxénicos nas tres primeiras unidades da secuencia (I, II e III) e un contido moi escaso (<1 %) nas unidades IV e V (Figura 80). A base da unidade VI mantén porcentaxes baixas, aumentan significativamente nos 95 cm superiores da secuencia (18-28 %).

O pH en auga mantense en valores próximos ao 8 nas unidades basais, descendendo nas unidades III, VI e V (entre 6,9 e 7,8). O valor do pH aumenta nas unidades VI e VII (8,2-9,0). O pH en ClK presenta valores semellantes aos medidos en auga (Anexo II. Táboa 11), salvo nos niveis basais (I e II), onde son menores (7,3-7,4).

USC UNIVERSIDADE DE COMPOSTELA

3.3.3.4 Análise mineralóxica

A secuencia M4-III está conformada esencialmente por un material siliciclástico anguloso, mesturado con carbonatos bioxénicos nos niveis superiores. As unidades basais presentan contidos en feldespato (~40-50 %) lixeiramente superiores ao do cuarzo (~35-45 %), con presenza significativa de micas (15-20 %), cuxo contido descende na metade superior da unidade II (8-10 %). Na base da secuencia, tamén se identifican trazas de minerais de alteración como a vermiculita e a caolinita. Entre os feldespatos, os potásicos son os dominantes (Anexo II. Táboa 15). Na unidade III practicamente desaparecen as micas, mentres aumenta a porcentaxe de cuarzo. O contido en feldespatos apenas varía, aínda que si se albisca un descenso das plaxioclasas. As unidades VI e V presentan unha composición parella á da unidade III, con cuarzo abundante (~50-60 %), contidos superiores de feldespatos potásicos (~30-35 %) en comparación ás plaxioclasas (~10-15 %) e presenza residual de micas. Nas unidades VI e VII destaca o contido en calcita, con porcentaxes baixas na base pero que aumentan no resto da unidade (~10-15 %). Descende o contido en cuarzo, aínda que con elevada variabilidade intranivel (30-50 %), cun lixeiro aumento dos feldespatos potásicos e micas.

3.3.3.5 Datacións radiocarbónicas

Na secuencia M4-III realizáronse tres datacións radiocarbónicas. A idade máis antiga obtívose no teito da unidade I, correspondente coa mostra 31 (205-210 cm de profundidade), cunha idade de 5892-5659 cal. BP. A segunda datación correspóndese coa base da unidade III, cun resultado de 3610-3450 cal. BP. Por último, foi datada a base da unidade VI, cunha idade de 2277-2153 cal. BP.

3.3.3.6 Interpretación da secuencia M4-III

A secuencia M4-III evidencia dous materiais diferentes: un continental heteroxéneo, con presenza significativa de gravas, areas (grosas e finas) e limos e arxilas (unidades I e II); e un sedimento costeiro, conformado case exclusivamente por partículas tamaño area onde domina as fraccións medias (unidades III a VII).

A análise dos datos morfométricos permite diferenciar material sedimentario que podería proceder de tres fontes: material de remobilización do sedimento continental, carbonatos bioxénicos e sedimento costeiro antigo. A primeira é a que compón a maioría do sedimento e caracterízase por tratarse dun material siliciclástico anguloso. Os carbonatos bioxénicos só aparecen na parte superior da secuencia. Están conformados por restos de cunchas (incluíndo gasterópodos terrestres), con morfoloxías heteroxéneas. Estás dúas fontes de sedimento presentan características propias dun material inmaturo, que apenas tería sufrido transporte dende a súa área fonte. A terceira fonte correspóndese cunha pequena poboación de material moi redondeado, maioritariamente cuarzos, que aparece ao logo da secuencia nas fraccións 0,4 mm e 0,25 mm, interpretado coma un sedimento costeiro antigo que tería sido incorporando á secuencia durante a propia configuración do sistema (Cajade-Pascual et al., 2022).

A composición mineralóxica do material é coherente cun área fonte de substrato granítico, e na mesma liña que os datos obtidos en S1 e S4. A relación entre cuarzo, feldespato e micas aseméllase máis aos datos de S1, o cal non resulta estraño se temos en

USC DE COMPOSTELA

conta que ambos foron obtidos no mesmo flanco do sector meridional do illote. O menor contido en plaxioclasas fronte aos feldespatos potásicos vinculase aos procesos de meteorización do sedimento (Nesbitt et al., 1997; Taboada & García,1999b). Outra cuestión a ter en conta é a discrepancia dos datos de mineraloxía obtidos mediante a difracción por raios X e a identificación das partículas realizada sobre as fraccións 1 mm, 0,4 mm e 0,25 mm en Cajade-Pascual et al. (2022), onde se observa como os datos morfométricos reflicten un contido en cuarzo moi elevado, en detrimento dos feldespatos e, en menor medida, das micas. Esta discrepancia podería indicar unha diferenciación do material segundo o tamaño da partícula. Así, nos niveis basais, o cuarzo concentraríase nas fraccións máis grosas (>0,25 mm) namentres os feldespatos e as micas, que son minerais máis afectados pola meteorización, sería o dominante nas fraccións máis finas (<0,25 mm). Non obstante, nas 5 unidades superiores da secuencia, onde o 60-75 % do material se corresponde coas fraccións 0,4 mm e 0,25 mm, esta premisa semella insuficiente para xustificar a diferenza nas porcentaxes, aínda tendo en conta o efecto dos fragmentos de rocha identificados na morfometría. Por iso, considérase que existe unha sobrerepresentación do cuarzo en detrimento do feldespato, derivado da complexa diferenciación entre cuarzos e certos minerais do grupo dos feldespatos á lupa binocular.

Por outra banda, para o cálculo do contido en materia orgánica, empréganse tanto os valores de LOI como os obtidos da análise de elementos químicos coma C, N e S. Nos datos obtidos na secuencia M4-III, obsérvase coma a distribución do LOI e N é similar (Figura 80), acadando os valores máis elevados nos niveis basais. Pola contra o C e o S mostran as porcentaxes máximas na unidade VI, onde o seu contido está claramente influenciado pola presenza do material carbonatado bioxénico, polo que os datos da LOI resultan máis axeitados para a estimación do contido en materia orgánica en ambientes costeiros con presenza de carbonatos bioxénicos. Os contidos máis elevados de S nos niveis superiores da secuencia pode ser un efecto derivado dunha menor afección da auga mariña (Lu et al., 2016; Muñoz Sobrino et al., 2022).

Ao igual que acontece en S1 e S4, os valores de pH resultan anormalmente elevados nas unidades basais, atribuíble ao efecto da auga mariña (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997), namentres que o aumento rexistrado na parte superior da secuencia está ligado á presenza dos carbonatos. A interpretación dos datos obtidos nas 34 mostras da secuencia, permiten diferenciar tres etapas ambientais.

- **Facies de solo continental: Paleosolo**

As unidades I e II correspóndese cun nivel de orixe continental, rico en gravas e material fino (limos e arxilas), con escaso grao de retraballamento das partículas e maior contido en micas, que apuntan a un sedimento formado principalmente por material do desmantelamento do substrato granítico nunha área fonte próxima, que apenas tería sido transportada. As características texturais e os elevados valores de LOI revelan unha edafización intensa destes niveis. Con todo, existen diferenzas entre as unidades, cun marcado límite entre ambas entorno aos 205 cm de profundidade. Os 20 cm de potencia da unidade I caracterízanse pola súa homoxeneidade, pois a análise das variables sedimentolóxicas apenas reflicte pequenos cambios na parte superior do nivel. A presenza de minerais de neoformación (vermiculita e caolinita), gravas alteradas e precipitados (oxihidróxidos) de ferro sinalan procesos de alteración do substrato granítico (Silva et al., 2019; Taboada & García, 1997, 1999a, b), de intensidade baixa ou moderada, dado a significativa presenza de minerais máis facilmente alterables como a biotita ou as plaxioclasas. A unidade II presenta un menor contido en gravas

e superior en limos e axilas, cun contido crecente en areas. O límite entre as unidades poderían sinalar un evento erosivo ou unha fase de inestabilidade da paisaxe, non obstante, tendo en conta que esta secuencia foi obtida no linde externo da coiraza da Mámoa 4, a acción antrópica parece ser un factor determinante. A datación obtida na parte superior da unidade I (5892-5659 cal. BP) sitúase no mesmo rango cronolóxico que a idade do material de recheo do interior da cámara funeraria (5726-5603 cal. BP) empregado para a construción da Mámoa 4 (Mañana-Borrazás et al., 2020). Esta concordancia cronolóxica, a localización da secuencia e a homoxeneidade do material, sustentan a interpretación da unidade I como un nivel relacionado coa actividade antrópica vinculado á construción da Mámoa 4 durante a ocupación neolítica. Sobre este nivel de recheo, desenvolveríase un paleosolo coluvial continental (unidade II), asimilables aos identificados nas secuencias S1 e S4.

- **Facies praia-duna**

A unidade II está truncada a teito, e sobre esta prodúcese un cambio na sedimentación, que corresponde a unidade III, cun sedimento moderadamente ben seleccionado, cun tamaño de partícula medio de ~0,37 mm onde a porcentaxe da fracción area increméntase dende o 78 % ata o 98 %. Tamén se rexistra un aumento do contido en cuarzo mentres que o das micas redúcese drasticamente (<4 %). A base da unidade está datada en 3610-3450 cal. BP, momento no cal o mar tería decapitado o paleosolo continental, dando paso á unha sedimentación costeira, onde o material proviría principalmente do desmantelamento dos depósitos continentais. As evidencias de edafización xunto coas marcas de raíces no límite superior do nivel, son indicativos de que tras unha primeira entrada do mar e a posterior reorganización do sistema, tería habido unha fase de estabilidade na paisaxe con colonización vexetal o suficientemente longa como para permitir a súa edafización. Se temos en conta as súas características sedimentolóxicas, semellantes a outros niveis eólicos da costa galega (Arribas et al., 2010), unido á cota na que se atopa (+2,9 m snmm), esta unidade podería vincularse a unha sedimentación de natureza eólica, con posibles episodios de entrada mariña previa estabilización do sistema.

- **Facies eólicas**

Os niveis que fosilizan á unidade III presentan unhas características granulométricas parellas a esta, cun sedimento moderadamente ben seleccionado, cun tamaño medio de 0,35-0,4 mm e conformado case exclusivamente por partículas da fracción area (>96 %). A principal diferenza é textural, pois a unidade III ten unha estrutura débil, namentres nas unidades superiores, é moi débil ou solta, indicativos dunha edafización incipiente. As unidades IV e V presentan un sedimento practicamente idéntico, e unicamente se poden diferenciar por un grao de edafización lixeiramente superior da unidade V. As unidades VI e VII mostra un cambio significativo, que é a presenza de carbonatos bioxénicos, cuxas porcentaxes chegan a superar o 25 %. O bo estado de conservación dalgunhas das cunchas atopadas permitiu a identificación de tres especies de gasterópodos terrestres, típicos de sistemas dunares. Estes fragmentos bioxénicos sen apenas fragmentación indican que a súa deposición foi *in situ* ou cun transporte moi escaso, fronte ao restos dos fragmentos bioxénicos, máis rodados e fragmentados que en moitos casos proceden de bivalvos, equinodermos ou gasterópodos mariños, que sufriron un transporte eólico dende a praia. Así, a partir de 2277-2153 cal. BP (idade obtida na base da unidade VI) a sedimentación sería

USC DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

claramente eólica (Cajade-Pascual et al., 2019a, 2022). A unidade VII, correspóndese coa parte da duna máis recente, conformada dende os anos 80 do século XX.

A nivel mineralóxico, as dúas unidades superiores (VI e VII) presentan calcita e lixeiros incrementos no contido en micas, mentres que descenden os valores de cuarzo. Parece claro relacionar o contido en calcita coa presenza de carbonatos, non obstante, os cambios na proporción dos silicatos podería estar relacionados con factores morfodinámicos e/ou por condicións mineralóxicas máis estables, que facilitasen a conservación dos carbonatos e dos minerais máis facilmente meteorizables, como os feldespatos e as micas, nas unidades superiores da secuencia.

Aínda que a presenza de malacofauna terrestre só permite identificar as dúas unidades superiores como niveis eólicos, o resto de característica sedimentolóxicas, semellantes á outros niveis eólicos da costa galega (Arribas et al., 2010), unido á presenza de marcas de raíces nos límites entres niveis e a propia cota sobre o nivel medio do mar, parecen indicar que tras unha primeira sedimentación costeira (unidade III), comeza unha sedimentación puramente eólica (unidades IV a VII) que constrúe progresivamente o sistema dunar, actualmente observable no sector sur do illote.

3.3.4 SECUENCIA M4-C

A secuencia M4-C obtívose, ao igual que M4-III, no marco da intervención arqueolóxica da Mámoa 4. A mostraxe realizouse so sector NO da coiraza tumular, apenas un metro intraduna con respecto á fronte dunar actual. A secuencia, cuxa base apoiase directamente sobre un afloramento granítico, ten unha potencia de 130 cm. Tomáronse 24 mostras (Figura 83).

3.3.4.1 Descritiva

Diferéncianse catro unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (130-120 cm de profundidade). Cor en húmido: negra. Cor en seco: marrón escura a negra. Este nivel está conformado por areas e gravas angulosas nunha matriz fina, adherente e lixeiramente plástica. O material presenta unha estrutura moderada, en bloques subangulares medios. Consistencia en húmido: friable. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Presenza de carbóns.
- Unidade II (120-40 cm). Cor en húmido: de marrón a negra. Cor en seco: de marrón clara a marrón escura. Este nivel está conformado por areas e gravas angulosas nunha matriz fina, adherente e lixeiramente plástica. O material presenta estrutura débil a moderada, en bloques subangulares finos e medios, nunha matriz migallenta. Consistencia en húmido: friable. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Aparecen carbóns ao longo da unidade. Presenza de raíces. Límite difuso coa unidade I.
- Unidade III (40-25 cm). Cor en húmido: marrón. Cor en seco: marrón clara. Este nivel correspóndese coa coiraza pétrea que recubre masa tumular. Entre os bloques da coiraza aparece material da fracción terra fina, lixeiramente adherente, lixeiramente plástico e dominado por areas angulosas. Estrutura débil, migallenta e con presenza limitada de bloques subangulares finos. Consistencia en húmido:

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

friable. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Presenza de raíces. Límite claro coa unidade II.

- Unidade IV (25-0 cm de profundidade). Cor en húmido: gris escura. Cor en seco: gris. Este nivel disponse sobre a coiraza. Material composto por areas angulosas, moi lixeiramente adherente e lixeiramente plástico Estrutura débil, migallenta e con presenza limitada de bloques subangulares finos. Consistencia en húmido: moi friable. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Presenza de raíces e fragmentos bioxénicos moi erosionados (bivalvos, gasterópodos, etc.). Sobre este nivel disponse un sedimento eólico corresponde coa unidade VI da secuencia M4-III. Límite claro coa unidade III.

Figura 83: Detalle da secuencia M4-C, tomada durante as primeiras fases da escavación, a poucos cm da cámara megalítica (Imaxes cedidas por Patricia Mañana Borrazás).

3.3.4.2 Propiedades granulométricas

A granulometría da secuencia M4-C está composta principalmente por areas con formas angulosas, con proporcións menores de gravas e material fino e con escasa presenza de material alterado (Figura 84). A unidade I correspóndese coas dúas mostras basais, compostas por material heterométrico e pobremente seleccionado, dominado por partículas tamaño area. Os máximos contidos acádanse nas fraccións area fina (34 %) e area grosa (24-25 %), namentres o tamaño medio é de 0,37 mm. A unidade II está conformada tamén un material heterométrico con diferenzas intranivel. Así, a parte inferior presenta baixos contidos en gravas (<4%) e elevados en limos e arxilas (~20 %), mentres que as areas finas continúan a ser a fracción dominante. No resto do nivel, aumenta o contido en gravas (7-19 %) e areas medias, mentres descende progresivamente cara ó teito da unidade as porcentaxes das

fraccións finas (>0,25 mm). O grado de selección é pobre, mentres que o tamaño medio aumenta dende ~0,3 mm nas mostras inferiores, ata 0,4-0,5 mm. A unidade III correspóndese coa coiraza pétrea que recobre a masa tumular, do que só se analiza a fracción terra fina que aparece entre os bloques. As características granulométricas son semellantes ás da unidade II, pero con menores contidos nas fraccións area fina (18 %) e limo e arxila (2,5 %). A unidade IV está conformada polas 5 mostras situadas sobre a coiraza. Trátase dun material exclusivamente areoso (>95 %), onde dominan as fraccións areas medias (54-60 %) e grosas (27-21 %). Descende o contido en gravas (<2,5 %) e fraccións finas (>0,2 mm). O tamaño medio de partícula redúcese dende 0,43 mm na base do nivel, a 0,39 mm nas mostras superiores. A menor variación heterométrica mellora o grao de selección do material, pasando de pobre a moderado.

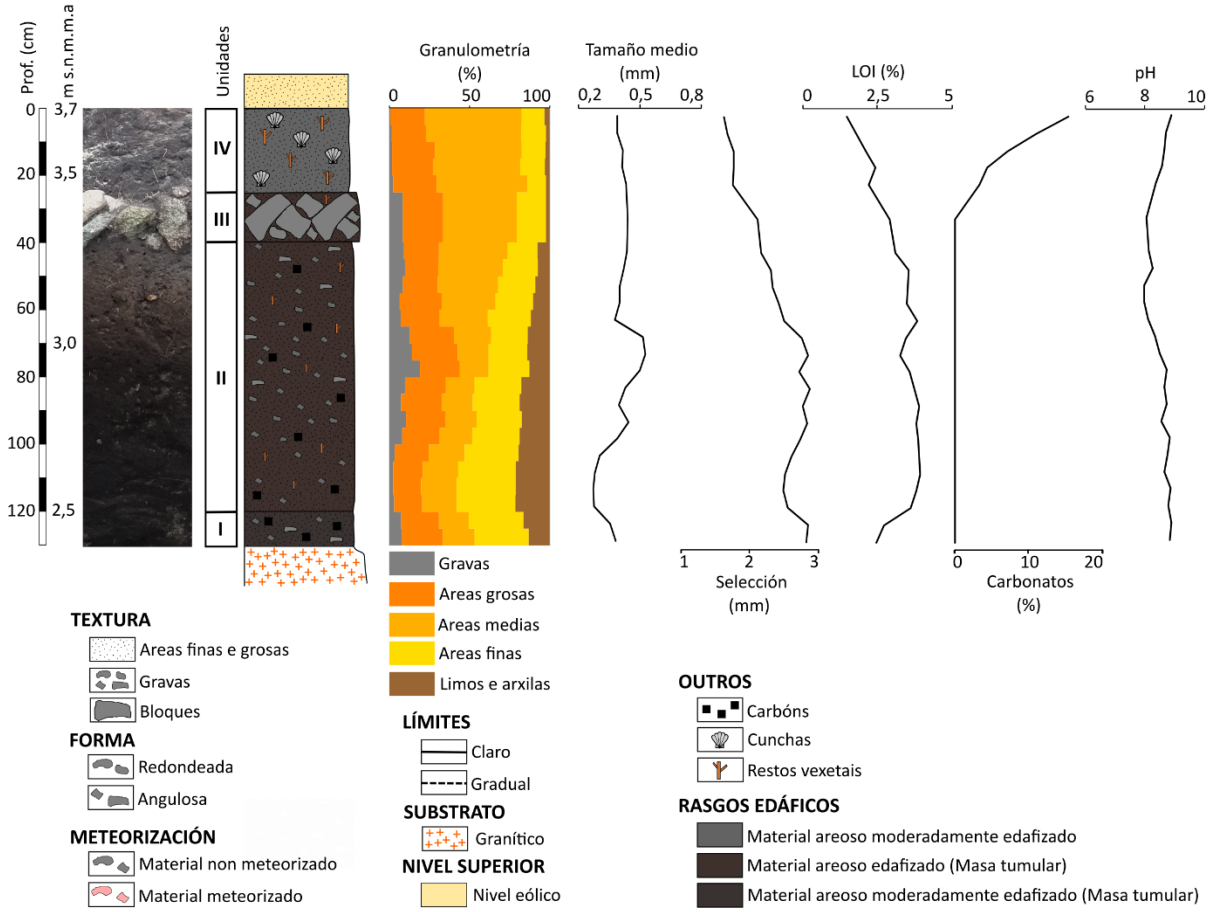


Figura 84: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia M4-C.

3.3.4.3 Propiedades físico-químicas

Os valores da LOI reflicten cambios no contido orgánico estimado ao longo da secuencia M4-C (Figura 84). As porcentaxes da LOI no nivel basal (unidade I) sitúanse no ~2,6 %, namentres os máis elevados rexístranse na unidade II (3,1-3,9 %). Nas dúas unidades superiores, identifícase un descenso nas porcentaxes, pasando do 2,9 % da unidade III ao 1,5 % no teito da secuencia (unidade IV).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

No relativo ao contido en carbonatos de orixe bioxénica, só se identifican na unidade superior da secuencia (unidade IV), cuxos valores descenden dende o teito (15 %) ata a base do nivel (3 %) (Figura 84). O elevado nivel de fragmentación do material bioxénico non permitiu a súa identificación. No resto da secuencia, o seu contido é nulo ou en valores menores ao rango de detección.

Os datos de pH en augan reflicten valores lixeiramente alcalinos en toda a secuencia (8,5-8,9), con valores lixeiramente inferiores (7,9-8,3) na parte superior da unidade II e III,. O pH en ClK presenta unha distirubución similar ao pH en auga pero con valores inferiores (Anexo II. Táboa 16). Nas mostras superiores, acádanse os valores máis elevados (~8,0), e no resto da secuencia mantense en 7,8-7,1.

3.3.4.4 Análise mineralóxica

A secuencia M4-C está conformada esencialmente por un material silicilástico anguloso, sendo o cuarzo o mineral máis abundante (Anexo II. Táboa 17). A unidade I está composta esencialmente por cuarzo (50-60 %) e feldespatos (~40%), con trazas de mica. Dentro dos feldespatos, o contido en potásicos é lixeiramente superior ao das plaxioclasas. Na unidade II a composición mineralóxica é semellante á unidade anterior cun lixeiro aumento do contido en mica (4-6 %), sendo a moscovita a dominante. Na parte superior deste nivel, situada debaixo da coiraza, e na propia coiraza (unidade III) diminúe o contido en plaxioclasas (15-20 %) en favor dos feldespatos potásicos (25-30%), e a presenza de micas redúcese a trazas. A unidade IV caracterizase pola presenza de calcita (3-8 %). O resto da composición é semellante aos niveis que fosiliza, e só compre sinalar un descenso no contido en plaxioclasas (10-15 %).

3.3.4.5 Datacións

Na secuencia M4-C non se realizaron datacións radiocarbónicas no marco deste proxecto de investigación. Non obstante, existen unha serie de datacións por Luminescencia Opticamente Estimulada (OSL) e ^{14}C, realizadas por investigadores da Universidade da Coruña no mesmo perfil sedimentario onde se tomaron as mostras de M4-C (Figura 85). Realizáronse 5 puntos de mostraxe (PM) por OSL, dos cales os tres inferiores tamén foron datados por ^{14}C para a súa confrontación, aínda que só se consideraron como estratigraficamente consistentes as obtidas por OSL (López-Romero et al., 2023). Tendo en conta as idades obtidas por OSL, a unidade II abarcaría un rango cronolóxico entre 6829-6261 BP e 3513-3033 BP, namentres a sedimentación situada sobre a coiraza pétrea (unidade IV) situaríase entre 4677-4363 BP e 2581-2397 BP. O PM 5 (2571-2305 BP) correspóndese coa base do nivel eólico que fosiliza a unidade IV da secuencia.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

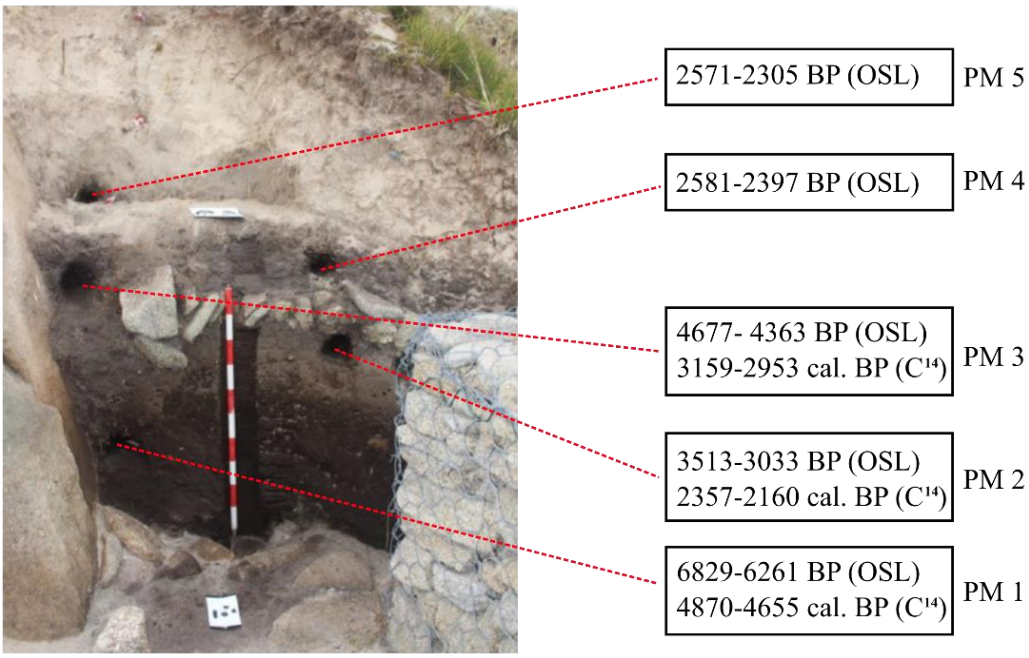


Figura 85: Datacións obtidas no perfil de M4-C. Nos tres puntos de mostraxe (PM) inferiores obtivéronse idades tanto por OSL coma por ^{14}C, namentres nos PM 4 e 5 soamente por OSL. Modificado de López-Romero et al. (2023).

3.3.4.6 Interpretación da secuencia M4-C

A secuencia M4-C está tomada á beira da cámara funeraria da Mámoa 4, atravesando a masa tumular e a coiraza pétrea. Está formada principalmente por un material siliciclástico, inmaturo e heterométrico, que apenas tería sufrido transporte dende a súa área fonte. Con todo, cabe sinalar que as tres primeiras unidades son niveis antrópicos, que se corresponden coa masa tumular (I e II) e o sedimento situado entre os bloques da coiraza pétrea (III) que cubría a masa tumular. As características granulométricas e fisico-químicas son propias dun material continental, sen apenas presenza de fragmentos alterados, que conformaría o solo dese sector durante o Neolítico. A unidade IV, está case formada por partículas de area, cun tamaño medio de ~0,4 mm, unido ao significativo contido en carbonatos bioxénicos, apuntan a unha sedimentación eólica. Ao igual que na maioría das secuencias anteriores, os valores de pH semellan estar determinados pola interacción do sedimento e a auga mariña (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997). A interpretación da secuencia permiten diferenciar dúas etapas ambientais diferentes:

- **Facies de solo continental: Masa tumular**

As unidades I, II e III correspóndese coa masa tumular que rodea a cámara da Mámoa 4. Polo tanto a xénese destes niveis relaciónase coa construción da propia estrutura megalítica. Nun primeiro momento, os poboadores neolíticos terían despexando o terreo ata acadar o substrato, pois o sector NO do túmulo está situado sobre un pequeno afloramento granítico. Isto dedúcese da ausencia dun nivel de alteración disposto sobre o substrato, como ocorre noutras secuencias (S1, S4), polo que este nivel debeu ser total ou parcialmente removido. Sobre o terreo despexado, acumularon material para formar a masa tumular, correspondente coas unidades I e II, e finalmente sería cuberta pola coiraza pétrea (unidade III), cuxo material

fino é coincidente co empregado nos niveis inferiores. O material do recheo tumular correspóndese cun sedimento continental rico en gravas e material fino (limos e arxilas), con escaso grao de retraballamento, pero cunha significativa presenza de carbóns que vinculan a súa acumulación con queimas, e polo tanto, coa actividade neolítica.

O material arqueolóxico documentado (Kaal et al., 2021; López-Romero et al., 2015a; Mañana-Borrazás, 2017) xunto coa datación radiocarbónica (5892-5659 cal. BP) obtida na base de cimentación da cámara (Mañana-Borrazás et al., 2020) enmarca a construción do monumento no Neolítico Medio (~6500-5000 BP). As idades obtidas por López-Romero et al. (2023) para o nivel tumular diverxen, pois a obtida no PM 1 (6829-6261 BP) si podería encaixar co período cultural, namentres PM 2 (3513-3033 BP), obtida directamente baixo a coiraza pétrea, non parece axustarse ao marco cronolóxico sedimentario nin cultural.

- **Facies eólicas**

Sobre a coiraza disponse un nivel (unidade IV) moderadamente edafizado, composto esencialmente por areas medias e cun elevado contido en carbonatos bioxénicos, indicativo dun cambio na natureza do sedimento. Mentres os niveis tumulares presentaban características propias dun material continental, a unidade IV correspóndese cun sedimento eólico. A nivel mineralóxico, a presenza de calcita relacionase directamente coa presenta dos carbonatos, e os menores contidos en plaxioclasas tamén se vincula a unha sedimentación non coluvial. Esta acumulación eólica teríase producido non momento posterior ao uso do propio monumento, coa liña costeira situada nas inmediacións. As idades obtidas por OSL (López-Romero et al., 2023) sitúa a formación deste nivel entre 4677-4363 BP (PM 3) e 2581-2397 BP (PM 4), mentres que a datación por ^{14}C (PM3) ofrece unha idade de 3159-2953 cal. BP.

A idade obtida por OSL no PM3 (4677-4363 BP) é máis antiga que a do PM2 (3513-3033 BP), situada baixo a coiraza. Esta inversión cronolóxica non ten unha translación na secuencia edafo-sedimentaria, polo que non semella ser cronoloxicamente consistente. As outras dúas idades obtidas neste nivel 3159-2953 cal. BP (PM3) e 2581-2397 BP (PM 4), son máis coherentes coa arquitectura edafo-sedimentaria do illote.

3.3.5 SECUENCIA IN-2

A secuencia IN-2 está tomada da zona intermareal do sector central do illote, en concreto no flanco orientado cara o oeste. Retirouse a area de praia actual (uns 10 cm) ata acadar o nivel cohesivo obxecto da mostraxe, cunha cota a teito de 0,01 m snmm. A secuencia conta cunha potencia de 50 cm, obténdose 22 mostras (Figura 86).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Figura 86: Detalle da sondaxe IN-2, tomada no sector intermareal.

3.3.5.1 Descritiva

A secuencia divídese en sete unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (50-42 cm de profundidade). Cor en húmido: gris clara con tonalidades amarelentas. Unidade tomada sobre o substrato granítico. Material cohesivo con contidos variables de area, intercalándose areas con limos.
- Unidade II (42-34 cm). Cor en húmido: gris clara. Nivel semellante á unidade que fosiliza, pero con maior contido en material fino. Límite claro coa unidade I.
- Unidade III (34-31 cm). Cor en húmido: gris escura. Nivel cohesivo rico en areas, máis orgánico que as unidades que fosiliza. Límite claro coa unidade II.
- Unidade IV (31-21 cm). Cor en húmido: marrón moi escura a negra. Nivel orgánico cohesivo e plástico, rico en areas. Presenza de raíces e restos vexetais non identificables. Límite claro coa unidade III.
- Unidade V (21-14 cm). Cor en húmido: gris con tonalidades marróns. Nivel areoso pouco cohesivo. Aparecen algunhas acumulacións máis orgánicas. Límite claro coa unidade IV.
- Unidade VI (14-9 cm). Cor en húmido: marrón escura. Nivel areoso rico en materia orgánica. Límite claro coa unidade V.
- Unidade VII (9-0 cm de profundidade). Cor en húmido: gris clara. Unidade truncada sobre a que se dispón a praia actual, que foi retirada para a realización da sondaxe. Nivel limoso cohesivo, con porcentaxes de areas variables. Límite claro coa unidade VI.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.3.5.2 Propiedades granulométricas e morfométricas

A secuencia IN-2 caracterízase por un sedimento limo-arxiloso inmaturo, sen gravas e cunha notable variabilidade entre os diferentes niveis (Figura 87). As dúas unidades basais presentan alternancia entre acumulacións limosas e outras principalmente areosas, con proporcións menores de arxilas (<7 %). Estas variacións na composición, de potencias milimétricas, tamén se reproducen no resto de propiedades granulométricas. Así o tamaño medio, tendo en conta todas as fraccións, mostra unha división entre as acumulación limosas (<0,05 mm) e as areosas (>0,25 mm), á par que o grao de selección do material varía entre pobremente e moi pobremente seleccionado. A unidade III, con apenas 3 cm de potencia, é un nivel dominado pola fracción area (>75 %), moi pobremente seleccionado e cun tamaño medio de partícula entre 0,18 mm e 0,25 mm. A unidade IV, con 10 cm de potencia, presenta un contido minguante en areas (do 80 % ao 56 %) á vez que aumentan ás porcentaxes en limos (do 18 % ao 35 %) e arxilas (do 1 % ao 9 %). O tamaño medio é superior na base, pero no resto do nivel mantense constante ~0,14 mm, namentres o grao de selección do material é moi pobre. A base da unidade V presenta un contido alto en limos (60 %), cun tamaño medio de 0,02 mm e moi pobremente seleccionado, namentres o resto do nivel está moderadamente seleccionado, composto basicamente pola fracción area (>90 %) e cun tamaño medio superior ás unidades subxacentes (~0,8 mm). Sobre este nivel disponse a unidade VI, de só 5 cm de potencia. Os primeiros 2 cm correspóndese cun material areoso (89 %), cun tamaño medio de partícula de 0,6 mm e pobremente seleccionado. Nos 3 cm superiores, aumenta o contido en limos (37 %), á vez que descende o tamaño medio (0,1 mm) e empeora o grao de selección. A unidade VII abrangue os 9 cm superiores da secuencia IN-2, e está formada basicamente por un sedimento limoso con porcentaxes de arxila do ~5 %, cun tamaño medio inferior a 0,05 mm e cun escaso nivel de selección (moi pobremente a pobremente) (Anexo II. Táboa 18).

A análise morfométrica, realizada sobre as fraccións 1 mm, 0,4 mm e 0,25 mm reflicten que se trata dun sedimento anguloso (>85 %) dominado por cristais de cuarzo e feldespato (~90 %), con porcentaxes menores de fragmentos graníticos e micas. Nas fraccións analizadas obsérvase unha ausencia de carbonatos bioxénicos, e só se identifica un fragmento (1 %) na mostra superior da secuencia. A fracción 1 mm está conformada case exclusivamente por material anguloso cos maiores contidos en fragmentos graníticos, aínda que con alta variabilidade entre os niveis. As fraccións máis finas (0,4 mm e 0,25 mm) tamén están dominadas polo material anguloso (>80 %), pero cunha maior presenza de material subredondeado e redondeado, e un menor contido (<5 %) en fragmentos de rocha. Nestas fraccións finas identifícase unha pequena poboación (<3 %) de grans de cuarzo moi redondeados e tendentes á esfericidade, que aparece esparexida regulamente pola secuencia.

As unidades inferiores presenta maiores contidos en grans de feldespatos, fronte á metade superior, onde o cuarzo é o dominante. O contido en micas é escaso en toda a secuencia (<5 %), pero lixeiramente superior nas unidade inferiores. As micas concéntranse nas fraccións 0,4 mm e 0,25 mm, sendo a moscovita a dominante.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

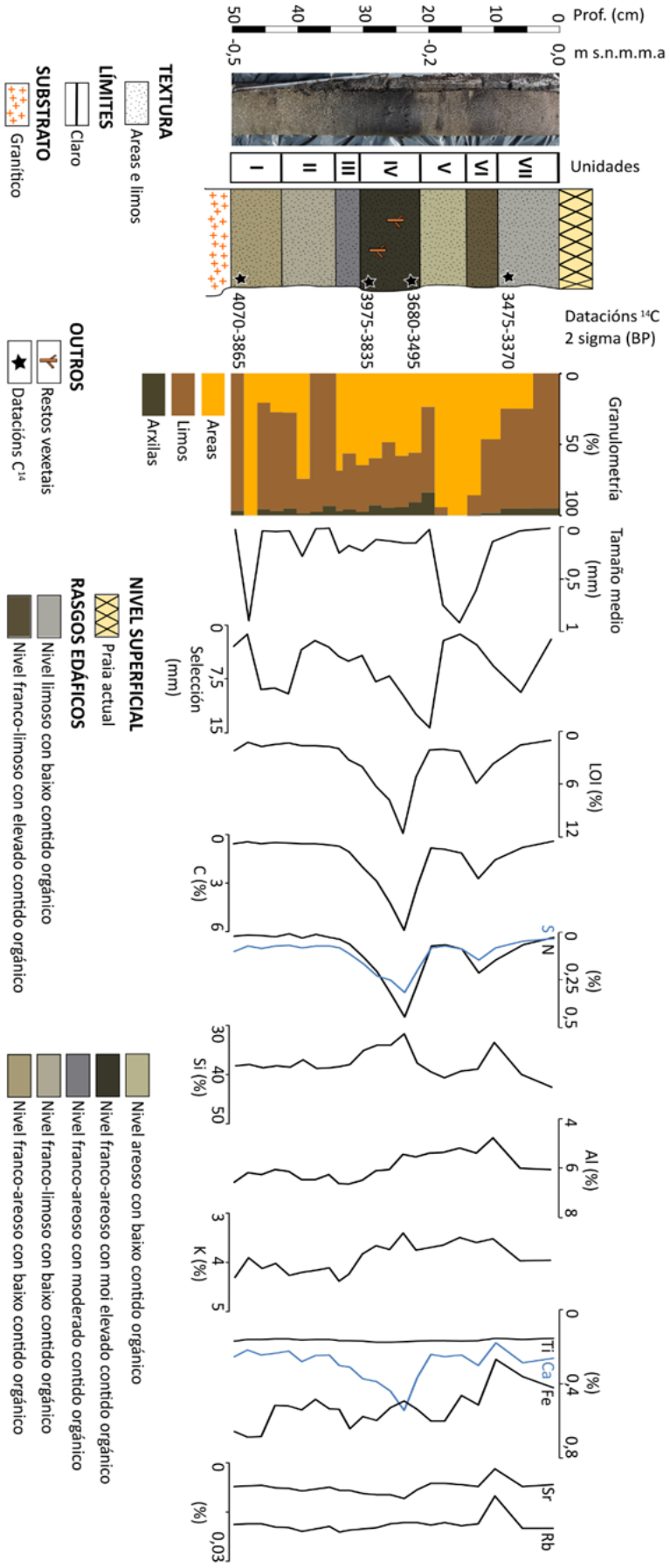


Figura 87: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia IN-2.

3.3.5.3 Propiedades físico-químicas

A secuencia IN-2 presenta un contido orgánico cambiante entre as sete unidades. A unidade I e II mostra valores constantes (1,3-1,7 %), salvo na mostra basal (48-50 cm de profundidade) onde é lixeiramente superior. Na unidade III as porcentaxes da LOI aumentan ata o 3,2 %. A unidade IV presenta as porcentaxes máis elevados da LOI (≥ 4 %), chegando a acadar o 11,5 %. A LOI descende notabelmente na unidade V (2-2,3 %), volvendo a acadar valores altos na unidade VI (>3,5 %). Na unidade superior da secuencia, situada debaixo da praia actual, as porcentaxes son semellantes ás unidades basais (Figura 87).

Sinalar que, tras realizar o ataque con ácido, non se acharon carbonatos en ningunhas das mostras da secuencia.

3.3.5.4 Análise elemental

Elementos ligados ao contido orgánico como o C, N e S presentan unha distribución do análoga aos valores da LOI (r=0,99 C; r=0,97 N; r=0,96 S), onde as maiores concentracións acádanse nas unidades IV (2-6 % C; 0,1-0,4 % N; 0,2-0,3 % S) e, en menor medida, na unidade VI. Nos restantes niveis as concentracións son inferiores (Figura 87).

Os elementos maiores analizados en IN-2 (Si, Al, Fe, K, Ca, Ti e Mn) non presentan, en xeral, variacións pronunciadas nas súas concentracións. O Si mantense constante (37-39 %) nas unidades I, II e III, mentres que os valores máis baixos (~31-35 %) acádanse nos niveis de maior contido orgánico (IV e VI), gardando unha correlación negativa cos valores da LOI (r=-0,76) e do C (r=-0,73). As unidades V e VII son as que presentan contidos lixeiramente máis elevados (39-42 %). As concentracións de Al e K mostran unha distribución semellante, con valores máis altos (6,1-6,7 % Al; 4,0-4,4 % K) nas tres unidades basais (I, II, III), e lixeiramente máis baixos nas catro unidades superiores da secuencia VI, V, VI e VII. O Ti mostra unha tendencia constante en toda a secuencia (0,16-0,17 %). O Fe, ten valores inferiores (~0,3-0,4 %) nas unidades superiores VI e VII, mantense constante nas restantes (~0,5-0,6 %) e mostra un enriquecemento na unidade basal (~0,6-0,7 %). A distribución do contido en calcio tamén é constante (0,25-0,3 %), a excepción da menor concentración a teito da unidade VI, e da maior acadada na unidade IV (~0,4-0,5 %). Dous elementos traza litoxénicos como o estroncio (Sr) e o rubidio (Rb) mantéñense constantes en toda a secuencia, e só se identifica un descenso no seu contido na unidade VI.

O contido constante de titanio na secuencia reflíctese nos resultados dalgúns coeficientes empregados en sedimentoloxía como TI/Ca, que só presenta leves incremento nas unidades IV e VI; ou o K/TI, con valores lixeiramente superiores nas tres unidades basais (Anexo II. Táboa 19).

3.3.5.5 Análise mineralóxica

A secuencia IN-2 está conformada por un material siliciclástico dominado por feldespato e cuarzo en proporción variable (Anexo II. Táboa 20). A composición mineralóxica presenta unha división entre a metade inferior da secuencia e a superior. As unidades I, II e III presentan maior contido en feldespato (~50-60 %) fronte ao cuarzo (~25-35 %). Dentro dos feldespatos, as plaxioclasas son minoritarias (~15 %) fronte aos potásicos (~40 %). A presenza de micas é constante (8-12 %), sendo a moscovita á dominante. Nalgunhas mostras aparecen trazas de caolinita. A metade inferior da unidade IV mantén unha composición mineralóxica semellante, pero na parte superior (21-27 cm de profundidade) identifícase un

USC DE COMPOSTELA

cambio no contido, cun aumento do cuarzo e un descenso dos feldespatos e das micas. Nas tres unidades superiores (V, VI e VII) o cuarzo é o mineral máis abundante (~50-60 %), cunha lixeira diminución dos feldespatos (~40-50 %), sen que isto reflicte cambios na proporción entre potásicos e plaxioclasas. O contido en micas redúcese (<5 %) e non aparecen trazas de caolinita.

3.3.5.6 Datacións radiocarbónicas

Na secuencia IN-2 realizáronse catro datacións radiocarbónicas. Na base (48-50 cm de profundidade) obtívose unha idade de 4070-3865 cal. BP. Na unidade IV datáronse dúas mostras, a primeira na súa base (3975-3835 cal. BP) e a segunda no límite superior do nivel (3680-3495 cal. BP). Por último, foi datada unha mostra correspondente coa parte superior da secuencia (9-4 cm de profundidade) da unidade VII, obténdose unha idade de 3475-3370 cal. BP (Anexo II. Táboa 18).

3.3.5.7 Interpretación da secuencia IN-2

A secuencia IN-2 representa un período de ~500 anos de sedimentación, cuxa base está disposta sobre o substrato, e decapitada a teito. Este truncamento impide coñecer á data nin a cota máxima que acadaría a acumulación (Blanco-Chao et al., 2017). Está formada por material franco-limoso cohesivo, cunha alta variabilidade granulométrica na distribución vertical. Débese ter en conta que os datos de granulometría foron realizados mediante a técnica de láser, podendo existir unha infrarepresentación do contidos da fracción area. En calquera caso permite identificar os principais cambios nos tamaño de partícula.

As unidades están conformadas por diferentes capas (potencias centimétricas) de granulometrías diferentes, que testemuñan condicións morfodinámicas cambiantes durante a súa formación. Flutuación que tamén se recolle noutras propiedades sedimentolóxicas como o tamaño medio ou o grao de selección do material, ligados á proporción entre material fino e areas. O contido na estimación da materia orgánica, representado polos valores da LOI e as concentracións de C, N e S, permiten diferenciar dous niveis orgánicos, correspondentes coas unidades IV e VI. A presenza destes niveis ricos en materia orgánica sinalan unhas condicións morfodinámicas máis estables. Esta premisa é acorde ao marco temporal que ofrecen as catro idades radiocarbonicas, aínda tendo en conta os seus rangos cronolóxicos. Así, os primeiros 19 cm da secuencia (unidades I, II e III) teríanse acumulado nunhas poucas décadas, con taxas de sedimentación de 8-4 mm/ano. Pola contra, os 10 cm de potencia da unidade VI teríanse acumulado durante un período de tres séculos, con taxas de sedimentación notabelmente inferiores (0,4-0,3 mm/ano). As tres unidades superiores, sen poder diferenciar entre elas, presenta unha taxa de sedimentación media de 1,0-1,2 mm/ano.

A concentración dos elementos maiores como a Si, Al e K mantense constante ao logo da secuencia, cun descenso coincidente cos niveis máis orgánicos. Os restantes elementos litoxénicos analizados mostran concentracións moi baixas e non presentan variacións salientables. Os valores elevados de Ti/Ca apuntan a un aporte de material terríxeno (Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2022; Muñoz Sobrino et al., 2022; Stuut et al., 2014), namentres o coeficiente K/Ti sinala que se trata dun material remobilizado directamente dende fontes locais (Cartelle et al., 2019, 2022; Muñoz Sobrino et al., 2022). Os resultados mineralóxicos sinalan unha dualidade na composición do sedimento. Os primeiros 25 cm da secuencia presentan valores máis elevados de feldespatos e micas, que xunto á presenza de

caolinita, apuntan a un material inmaturo e sen apenas trasporte, vinculado unha rápida deposición do material tras a erosión dos niveis continentais. Nos 25 cm superiores, o aumento do cuarzo e a redución dos feldespatos e das micas, asóciase a un sedimento lixeiramente máis evolucionado, posiblemente con certo grao de remobilización.

A natureza da sedimentación e a cota na que se sitúa, levan a que a secuencia sexa interpretada como unha acumulación de tipo intermareal, desenvolvida cun nivel do mar lixeiramente inferior ao actual. Entorno ao 4000 BP, durante a última fase da transgresión holocena, a subida do nivel do mar desmantelaría o material continental disposto sobre o substrato, dando comezo a unha sedimentación de tipo intermareal (Blanco-Chao et al., 2017). Tras unha primeira fase de acreción rápida (I, II e III), onde os cambios granulométricos reflicten variacións morfodinámicas, comezaría unha etapa de estabilidade (unidade IV), onde se desenvolveu un nivel orgánico. A imposibilidade de identificación dos restos vexetais non permite diferenciar se se trata dunha marisma ou doutra tipoloxía de ambiente costeiro. A partir do 3600 BP as condicións cambian, e o nivel orgánico é fosilizado por unha capa de sedimento limoso (2 cm de potencia) e sobre este 5 cm de sedimento areoso. Este nivel (V) de baixo contido orgánico indicaría un ambiente máis dinámico e enerxético. A unidade VI presenta novamente un alto contido orgánico, polo que se interpreta como outro momento de relativa estabilidade. A partir do 3400 BP comeza unha nova fase de acreción (unidade VII), pero nun ambiente de baixa enerxía, con escasa presenza de areas. A morfoloxía da superficie a teito da secuencia, as taxas de acumulación, é o feito de que a cota superior coincide co nivel medio da marea actual, suxiren que este nivel está decapitado, e polo tanto habería un hiato sedimentario entre a parte superior da secuencia e a praia actual. Con todo, a sedimentación de IN-2 reflicte unha evolución de carácter moi local, condicionada polo elevado dinamismo dos ambientes intermareais e pola erosión dos niveis continentais adxacentes.

3.3.6 SECUENCIA CI-7

A secuencia CI-7 obtívose no marco da escavación dunha pequena estrutura arqueolóxica (denominada Cista 7) situada na zona intermareal do sector central do illote, a poucos metros de IN-2. Esta tipoloxía de estrutura, da que en Areoso se poden atopar varios exemplos, adscríbense culturalmente á Idade do Bronce (Mañana-Borrazás et al., 2020). Retirouse a area de praia actual ata acadar o nivel cohesivo obxecto da mostraxe, cunha cota a teito de -0,65 m snmm. Durante a escavación, non se atoparon outros elementos arqueolóxicos (cerámicas, fíbulas, machados, etc.) a excepcións duns restos óseos animais (non identificados), situados no nivel superior (Mañana-Borrazás, 2017). A secuencia conta cunha potencia de 65 cm, obténdose 13 mostras (Figura 88).

3.3.6.1 Descritiva

Diferéncianse cinco unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (65-60 cm de profundidade). Esta unidade correspóndese coa base da secuencia, sen chegar ao substrato. Cor en húmido: marrón escura. Cor en seco: marrón (10YR 3/2). Nivel cohesivo franco-limoso onde se aprecia estratificación. Estrutura débil a moderada en bloques subangulares medianos-grosos. Consistencia en seco: de lixeiramente dura a dura. Aparecen cunchas de bivalvos.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Unidade II (60-30 cm). Cor en húmido: gris. Cor en seco: gris con tonalidades vermellas (2.5Y 6/1). Nivel de acumulación de fragmentos bioxénicos (*lag* de cunchas), conformado principalmente por restos de bivalvos e en menor medida, gasterópodos (*Turritella sp*.) e equinodermos. Estrutura débil a moderada. Consistencia en seco: suave a lixeiramente dura. Nas mostras inferiores aparecen pequenas fibras vexetais. Límite claro coa unidade I.
- Unidade III (30-15 cm) Cor en húmido: gris clara. Cor en seco: marrón agrisado (10YR 5/2). Nivel areoso. Estrutura débil a moderada en bloques subangulares medianos-grosos mesturado con agregados granulares finos. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Presenza de carbóns e precipitados de ferro (oxihidróxidos). Neste nivel apóiase a fiada inferior da cista (Mañana-Borrazás, 2017). Límite claro coa unidade II.
- Unidade IV (15-5 cm). Cor en húmido: gris escura. Cor en seco: gris (10YR 5/1). Nivel areoso con estrutura débil a moderada en bloques subangulares medianos-grosos, mesturado con agregados granulares finos. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Presenza de carbóns. Límite claro coa unidade III.
- Unidade V (5-0 cm de profundidade). Cor en húmido: marrón escura a negra. Cor en seco: gris moi escura (10YR 3/1). Nivel orgánico rico en areas. Estrutura débil a moderada en bloques subangulares finos a medianos mesturado con agregados granulares moi finos. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Este nivel correspóndese co teito da unidade, e obtívose directamente baixo unha fina capa de areas superficiais. Límite claro coa unidade IV.

Figura 88: Detalle da sondaxe CI-7, tomada no intermareal do sector central.

3.3.6.2 Propiedades granulométricas

A secuencia CI-7 está conformada eminentemente por areas (grosas e medias) angulosas, con variacións entre os niveis inferiores e os superiores (Figura 89). A unidade I presenta un material heterométrico, co maior contido en limos e arxilas (21 %) de toda a secuencia, cun porcentaxe significativo do resto de fraccións. O tamaño medio de partícula é de 0,5 mm e un

nivel de selección pobre. As propiedades granulométricas da unidade II están ligadas ao alto contido en cunchas, o que explica porcentaxes elevados na fracción gravas (9-18 %) e de areas grosas (~45-50 %), namentres descende o de limos e arxilas (5-7 %). O tamaño medio aumenta (~0,7 mm) e o nivel de selección segue a ser pobre. As tres unidades superiores (III, IV e V) presentan unha características granulométricas semellantes. A base da unidade III mantén contidos significativos en gravas (7 %) e areas grosas (48 %), e os menores porcentaxes de limos e arxilas da secuencia (3,5 %). A partir desta mostra (30-25 cm de profundidade), prodúcese un aumento progresivo do contido en areas finas e limos e arxilas, fronte ao descenso das areas grosas. O contido en gravas é escaso (~1 %), e practicamente desaparecen a teito da secuencia. Este aumento das fraccións máis finas reflíctese na tamaño medio de partícula, que descende progresivamente dende a base da unidade III (0,6 mm) ata os 0,35 mm, a teito. A selección do sedimento das tres unidades superiores é moderada.

Para ter en conta o efecto dos fragmentos bioxénicos sobre as propiedades granulométricas da secuencia, realizouse unha segunda granulometría unha vez eliminados os compoñentes carbonatados. Os datos resultantes apenas mostran cambios con respecto aos datos coa totalidade do sedimento. Na unidade II, cun alto contido en cunchas, si se identifica unha redución da fracción grava (4-6 %), salvo na base da unidade, onde se mantén (12,5 %). O contido do resto de fraccións non cambia substancialmente.

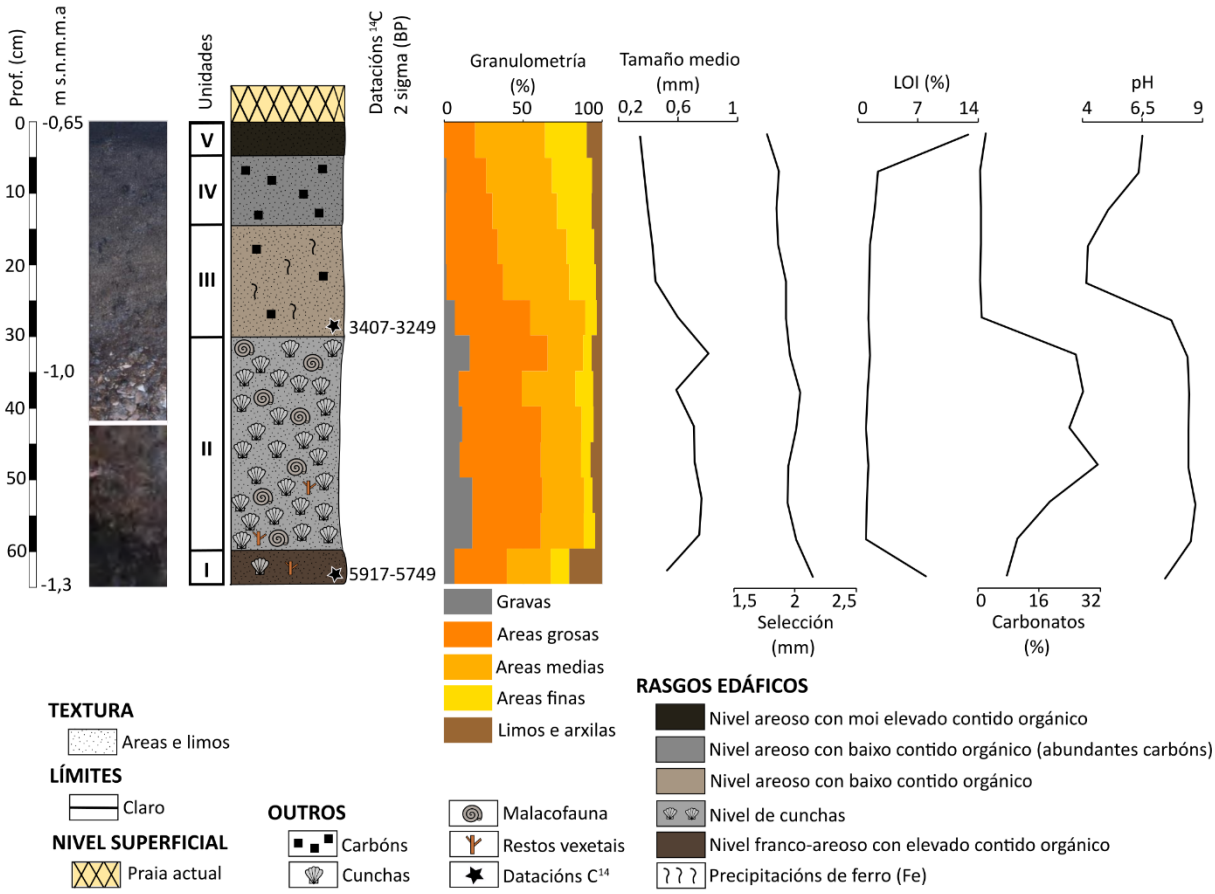


Figura 89: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia CI-7.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.3.6.3 Propiedades físico-químicas

A secuencia CI-7 presenta dous niveis orgánicos, correspondentes coa unidades I e V, con porcentaxes da LOI de 8 % e 13 % respectivamente (Figura 89). O resto das unidades presentan valores inferiores. A unidade II é a que posúe os contidos máis baixos (~1 %), namentres son lixeiramente superiores nas unidades III (~1,3 %) e IV (~2 %).

A presenza de carbonatos bioxénicos varía notablemente entre os diferentes niveis. A unidade I contén un 7,5 % de carbonatos, pero o contido dispárese na unidade II (10-32 %), coincidindo co *lag* de cunchas. As unidades III e IV apenas conteñen elementos carbonatados (<1 %), aumentando o contido lixeiramente na unidade superior da secuencia (2 %).

Cunha tendencia semellante, os valores de pH acadan os seus máximos nas unidades II (8,3-8,6) e I (7,4), sendo menores no resto da secuencia. A excepción da súa mostra basal, a unidade III é a que presenta os valores máis ácidos (4,2), sendo lixeiramente superiores nas unidades IV (5-6,3) e V (6,5). Os resultados de pH en ClK presentan a mesma distribución, con apenas unhas décimas de diminución nos valores con respecto aos obtidos en auga (Anexo II. Táboa 21).

3.3.6.4 Análise isotópica

Os restos vexetais examinados en CI-7 correspóndense na súa maioría con fragmentos de talos subfósiles de plantas herbáceas vasculares indeterminadas, moi similares entre si, de consistencia branda e cor negra, aínda húmidos e con certa flexibilidade. A morfometría dos restos vexetais é maioritariamente rectangular co seguinte rango de dimensións segundo medicións en 60 exemplares: 11,57 mm ± 2,03 (18,23-4,12) (eixo longo) x 1,63 mm ± 0,56 (1,23-3,54) (eixo intermedio) x 0,32 mm ± 0,061 (0,08-0,46) (eixo curto) (Figura 90a). Outros fragmentos moi escasos correspóndense ao tálamo floral de *Asteraceae sp.*, restos florais de *Chenopodiaceae sp.* ou fragmentos vexetais indeterminados.

Os valores medios de δ13C, δ15N e a relación C/N son coincidentes cunha vexetación de marisma salina (C3 *Salt marshes*) (Figura 90), onde se inclúen especies como *Phragmites australis, Bolboschoenus maritimus, Halimione portulacoides* ou *Salicornia ramosissima*. Os valores isotópicos son próximos ás especies dos niveis superiores das marismas, como *Phragmites australis* ou *Bolboschoenus maritimus*. Estes valores tamén mostran un lixeiro cambio dos niveis inferiores aos superiores, achegándose os niveis superiores aos rangos das plantas terrestres (*C3 Terrestrial*).

3.3.6.5 Datacións radiocarbónicas

Na secuencia CI-7 realizáronse tres datacións radiocarbónicas. O sedimento da base da secuencia, (65-60 cm de profundidade) foi datada en 5917-5749 cal. BP, nesta mesma mostra (unidade I), foi datado unha pequena fibra vexetal (non identificable) outorgado unha idade de 5288-5030 cal. BP. Tamén foi datada a base da unidade III, directamente sobre o nivel de cunchas, cunha idade de 3249-3407 cal. BP (Anexo II. Táboa 21).

Nunha sondaxe previa (ARE-I) próxima á CI-7 foi obtido un resto vexetal a 90 cm por debaixo da superficie actual (-0,90 m snmma), datado en 3865-3695 cal. BP.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

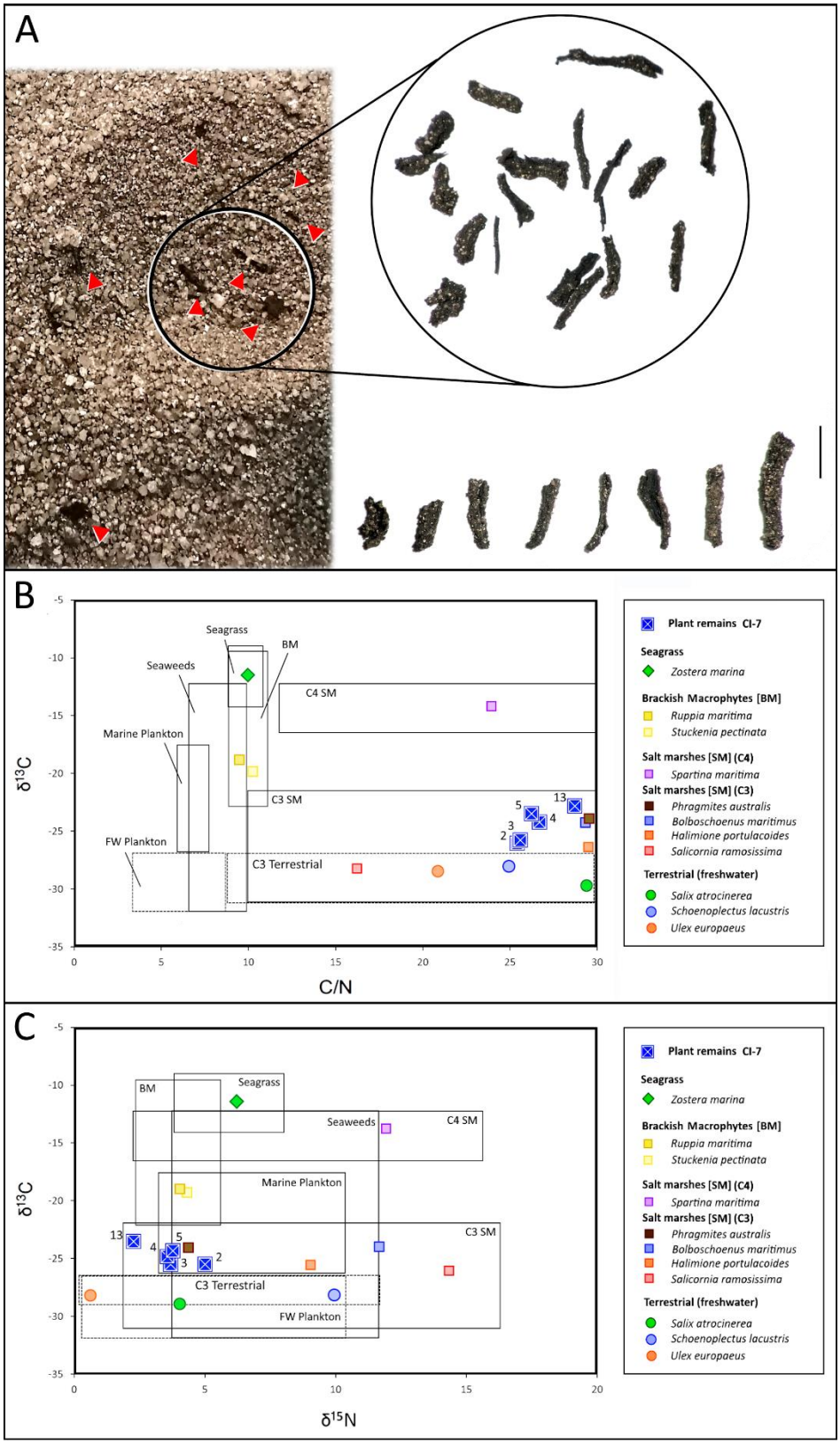


Figura 90: Deltas isotópicos da vexetación de CI-7, concordantes con vexetación de marisma salina (salt marsh). a) Restos vexetais presentes no sedimento a vista de estereomicroscopio. b) Gráfico de δ13C fronte á relación C/N. c) Gráfico de δ13C fronte a δ15N. Os rangos de composición ilustrados nos gráficos derivan de estudos publicados previamente (Bode et al., 2003, 2006; Carballeira et al., 2018; Cloern et al. 2002; Khan et al., 2015; Wozniak et al., 2006).

3.3.6.6 Interpretación da secuencia CI-7

A secuencia CI-7 esta conformada por un material areoso inmaturo, con contidos variables de carbonatos de orixe bioxénica. A non ter sido acadado o substrato durante a sondaxe, non é posible coñecer o comezo da sedimentación. Os valores isotópicos obtidos dos restos vexetais son coincidentes con especies de zonas altas das marismas con achega de material terrestre, como *Phragmites australis* e *Bolboschoenus maritimus* (Bode et al., 2003, 2006; Carballeira et al., 2018; Cloern et al., 2002; Khan et al., 2015; Wozniak et al., 2006) pero tamén representados en ecosistemas dunares e zonas húmidas adxacentes. A tendencia dos valores en profundidade interprétase coma unha crecente terrestrialización cara o presente.

A unidade I correspóndese cun nivel cohesivo orgánico con fragmentos de cunchas mariñas (bivalvos) mesturadas. As idades radiocarbónicas obtidas 5917-5749 cal. BP (materia orgánica do sedimento) e 5288-5030 cal. BP (fibra vexetal) indicaría que se trata dun nivel antigo en comparación ás atopadas no resto da secuencia. As características sedimentolóxicas, a presenza de fragmentos de cunchas e á sinal isotópica sinalan a natureza costeira deste sedimento, o que implicaría un nivel do mar lixeiramente inferior ao actual. Non obstante, as datacións entran en confrontación cos resultados obtidos no resto de Areoso e co resto de estudos sobre a transgresión postglaciar, que sitúan o nivel do mar entre 5 e 7 m por debaixo do actual. Esta disparidade pode deberse ao feito de que a idade radiocarbónica correspondese coa formación da material orgánica (ou resto vexetal), podendo ser esta arrastrada posteriormente. Este feito tamén explicaría a diferenza nas idades do sedimento e da fibra vexetal, a pesar de que se corresponden coa mesma mostra.

Deixando nun segundo plano a cuestión da idade radiocarbónica da unidade I, a secuencia CI-7 pode interpretarse como un sedimento intermareal, formado por diferentes niveis. As unidade I e V son orgánicos e cohesivos, indicativos de condicións menos enerxéticas. A unidade II é basicamente unha acumulación de cunchas, sobre o que se desenvolven dous niveis areosos (III e IV), cunha importante presenza de carbóns, a cal se pode relacionar directamente coa actividade antrópica durante a Idade do Bronce, cuxo rango temporal coincide coa idade obtida na base da unidade III (3249-3407 cal. BP). Cabe destacar, que o nivel de cunchas desta secuencia non se pode asimilar a outros niveis de acumulacións (cuncheiros) de orixe antrópica que aparecen en diferentes sectores do illote, relacionados coa ocupación prehistórica (Mañana-Borrazás et al., 2020; Rey García, 1991). As características granulométricas, o tipo de fauna e a ausencia de elemento arqueolóxicos, apuntan á orixe non-antrópica do nivel. O teito da secuencia está decapitado, polo que non se pode estimar a súa potencia nin o marco temporal concreto da sedimentación.

As secuencias CI-7 e IN-2 foron tomadas no mesmo sector do illote, a poucos metros de distancia entre elas, aínda que a cotas lixeiramente diferentes. Os datos granulométricos reflicten unha importante diferenza entre ambas secuencias, que deriva das diferentes metodoloxías empregadas para o seu estudo. En base aos resultados semella claro unha infrarepresentación das fracción area nos resultados obtidos por láser (IN-2), pero que non puido ser corroborado debido á falta de mostra. Tendo en conta esta premisa, as unidades superiores de CI-7 (III, IV e V) son equiparables á sedimentación de IN-2, correspondentes cun sistema intermareal datado entre o 4000 e o 3200 BP. Non obstante, as unidades I e II de CI-7 non teñen correspondencia en IN-2. Esta descontinuidade horizontal non representa necesariamente un cambio no ambiente de formación, senón que se vincula á complexa morfoloxía e o elevado dinamismo dos ambientes húmidos costeiros (cambio na posición dos canais mareais, aporte de material terríxeno dos niveis continentais, etc.) que dan lugar a

importantes variacións na composición e na potencia das acumulacións sedimentarias. Por tanto á súa evolución está moi vinculada á configuración e aos factores locais.

3.3.7 SECUENCIA ARO-I

A secuencia ARO-I obtívose no flanco oriental da illa de Arousa, sendo a única analizada fóra do illote Areoso. A mostraxe realizouse nun pequeno *stack* sedimentario situado na praia de Punta Riasón, que se mantén como testemuña dos niveis edafo-sedimentarios fronte ao retroceso do cantil sedimentario (Figura 91). A poucos metros da secuencia atópase un xacemento arqueolóxico formado por estruturas tipo cista (López-Romero et al., 2023). A base da secuencia sitúase a 1,45 m snmm e conta cunha potencia de 1 metro, na que se tomaron 17 mostras.

Figura 91: Detalle da sondaxe ARO-I obtida no flanco oriental da illa de Arousa.

3.3.7.1 Descritiva

A secuencia divídese en seis unidades, numeradas de base a teito:

- Unidade I (100-90 cm de profundidade). Cor en húmido: gris amarelenta. Esta unidade correspóndese coa base da secuencia, disposta directamente sobre o substrato granítico. Nivel areoso rico en gravas con abundante presenza de material alterado. Estrutura forte en bloques subangulares medios a finos nunha matriz granular. Consistencia en seco: dura a moi dura. Lixeiramente adhesivo e lixeiramente plástico.
- Unidade II (90-75 cm). Cor en húmido: marrón. Nivel de cantos de cuarzo redondeados nunha matriz franco-areoso. Estrutura moderada en bloques subangulares medios a finos nunha matriz granular. Consistencia en seco: dura. Lixeiramente adhesivo e lixeiramente plástico. Límite claro coa unidade I.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Unidade III (75-50 cm). Cor en húmido: negra. Nivel areoso, rico en material fino. Na base da unidade aparecen cantos e gravas redondeados. Estrutura moderada en bloques subangulares finos a moi finos mesturado con agregados granulares finos. Consistencia en seco: lixeiramente dura a dura. De lixeiramente adhesivo a adherente e plástico. Presenza de carbóns e raíces. Límite claro coa unidade II.
- Unidade IV (50-35 cm). Cor en húmido: marrón escura. Nivel de gravas e cantos rodados de cuarzo esparexidos nunha matriz fina. Estrutura moderada en bloques subangulares medios a finos mesturados con agregados granulares finos. Consistencia en seco: lixeiramente dura. Lixeiramente adhesivo e lixeiramente plástico. Presenza de raíces. Límite claro coa unidade III.
- Unidade V (35-15 cm). Cor en húmido: marrón escura a negra. Nivel franco-areoso con presenza de raíces. Estrutura moderada en bloques subangulares medianos a finos nunha matriz granular. Consistencia en seco: lixeiramente dura a dura. Lixeiramente adhesivo e lixeiramente plástico. Presenza de raíces. Límite claro coa unidade IV.
- Unidade VI (15- 0 cm de profundidade). Cor en húmido: gris escura. Nivel areoso situado baixo a cobertura herbácea actual. Estrutura débil de tipo granular. Consistencia en seco: de solta a suave. Non adherente e lixeiramente plástico. Presenza de raíces. Límite claro coa unidade V.

3.3.7.2 Propiedades granulométricas

A secuencia ARO-I está composta por un material siliciclástico heterométrico cunha importante presenza de gravas de cuarzo redondeadas. Os datos granulométricos revelan cambios nas condicións de sedimentación, con intercalacións de niveis ricos en cantos rodados con niveis de material máis fino (Figura 92). O nivel basal (unidade I) abrangue os 10 cm inferiores, en contacto co substrato. Está composto por un material heterométrico anguloso, pobremente seleccionado, con elevada presenza de fragmentos de granito alterado. Dominan as fraccións grosas (> 0,5 mm), pero con altos contidos en limos e arxilas (16-18 %). O tamaño medio de partícula é de 0,73 mm. A unidade II presenta maiores contidos en gravas e material fino, non obstante o material maior de 2 mm está composto principalmente por cantos rodados de cuarzo sen presenza de material alterado. O tamaño medio e o nivel de selección son semellantes á unidade basal. A unidade III está composta por un material máis cohesivo, con elevados porcentaxes de limos e arxilas (29-35 %) e areas finas (15-20 %), cunha menor presenza de gravas (<10 %). O tamaño medio de partícula redúcese a ~0,45 mm. A unidade IV correspóndese cun nivel de cantos rodados imbuídos nunha matriz fina. Dominan as fraccións grava (47 %) e areas grosas (21 %), namentres descende os contidos en finos. O nivel de selección do sedimento é moderado, e o tamaño medio elevase ata ~1 mm. As dúas unidades superiores da secuencia (V e VI) están formadas por material areoso pobremente seleccionado, sendo a fracción area grosa a preponderante (>40 %). A pesar da escasa presenza de gravas o tamaño medio de partícula (~0,65 mm) segue a ser elevado. O contido en limo e arxila mantense alto, aínda que descenden na unidade superior (<15 %) (Figura 92).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

3.3.7.3 Propiedades físico-químicas

As unidades I e II da secuencia ARO-I presentan valores de LOI semellantes (~4 %) (Figura 92). Sobre as unidades basais, disponse un nivel orgánico (unidade III), onde se acadan os contidos estimados en materia orgánica máis elevados (7-10 %). Nas tres unidades superiores da secuencia os valores da LOI decrecen progresivamente, pasando do 5,2 % na unidade IV ao 2,4 % a teito da secuencia.

No relativo ao contido en material carbonatado de orixe bioxénica, en ningunha mostra se detectou a súa presenza. A medición do pH en auga non ofrece variacións significativas. A metade inferior presenta valores tendentes á neutralidade (6,6-7,4), mentres que nas mostras da metade superior son lixeiramente ácidos (6,5-5,7). pH en ClK é lixeiramente inferiores ao medido en auga, coa mesma diferenciación entre a metade inferior e a superior da secuencia (Anexo II. Táboa 22).

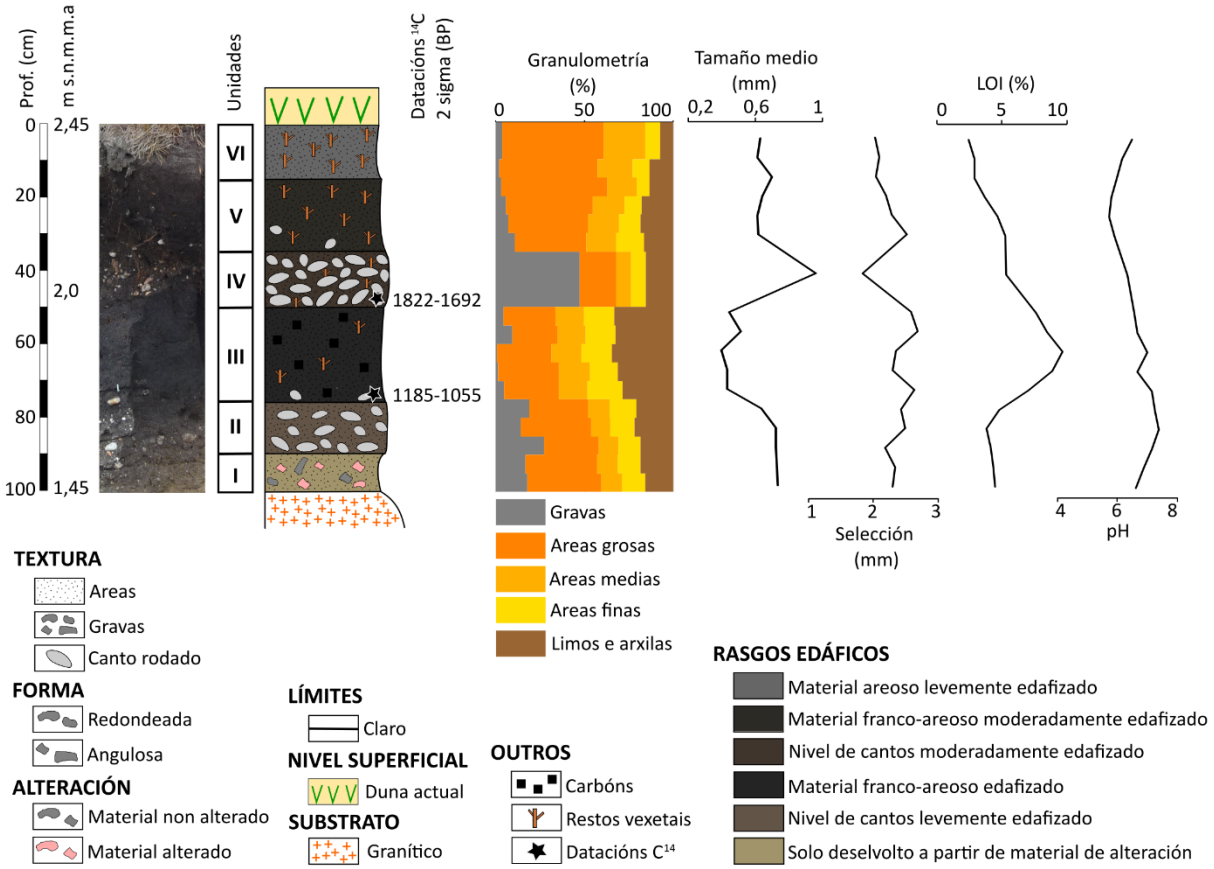


Figura 92: Parámetros sedimentolóxicos e xeoquímicos da secuencia ARO-I.

3.3.7.4 Análise mineralóxica

A secuencia ARO-I está conformada por un material siliciclástico, sendo o cuarzo o mineral máis abundante (Anexo II. Táboa 23). A unidade I presenta os contidos en cuarzo máis baixos da secuencia (~60 %) e os máis altos en feldespatos (~40 %), cunha maior proporción de potásicos fronte á plaxioclasas. Tamén hai trazas de mica e gibbsita. Na unidade II diminúe lixeiramente o contido en plaxioclasas (10-15 %) en favor do cuarzo, mentres o contido en micas segue a ser escaso (<5 %). A partir da unidade III, os contidos en

cuarzo (~65-75 %) e feldespato (~25-35 %) mantéñense constantes, sen que se detecten trazas doutros minerais. Con todo, nas unidades V e VI cambia a relación dos feldespatos, ao reducirse o contido en plaxioclasas (<10 %).

3.3.7.5 Análise isotópica

Os resultado da análise isotópica do sedimento da secuencia ARO-I apunta a que a base da secuencia foi xerada baixo un ambiente continental, que progresivamente cambiaría cara un costeiro (Figura 93).

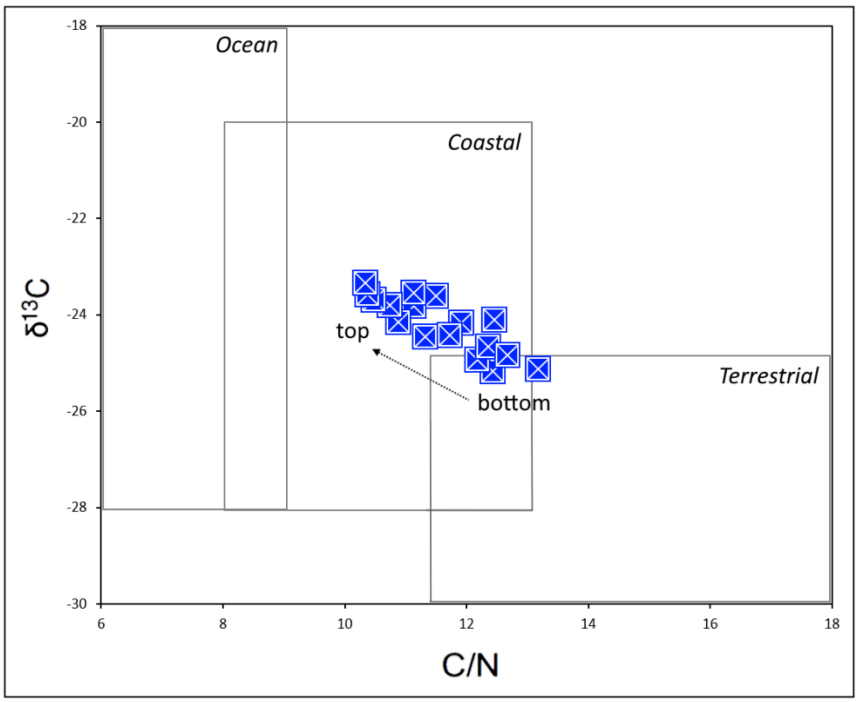


Figura 93: Deltas isotópicos do sedimento de ARO-I, onde se contrapoñen os valores δ13C fronte á relación Carbono/Nitróxeno. Os resultados obtidos apuntan a condicións continentais na base da secuencia que progresivamente evolucionan cara un medio costeiro.

3.3.7.6 Datacións radiocarbónicas

Realizáronse dúas datacións radiocarbónicas. A base da unidade III (70-75 cm de profundidade) foi datada en 1185-1055 cal. BP e a unidade IV (35-50 cm de profundidade), en 1822-1692 cal. BP (Figura 92). Nunha das cistas escavadas a poucos metros do lugar da sondaxe tamén se realizou unha datación de restos vexetais atopados no interior da estrutura, ofrecendo unha idade de 210-150 cal. BP (López-Romero et al., 2023), que non obedecería ao período cultural de adscrición do monumento.

3.3.7.7 Interpretación da secuencia ARO-I

ARO-I está situada no flanco oriental da illa de Arousa, sendo a única mostraxe realizada fóra do ámbito directo de Areoso. Ambas illas forman parte da mesma unidade estrutural,

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

mentres que a nivel sedimentario están desconectadas, alomenos dende o momento en que o mar inundou as zonas baixas que as separan.

A secuencia ARO-I está conformada por un material siliciclástico e heterométrico, con elevado contido orgánico. A súa base (unidade I) está composta por material inmaturo, con presenza de fragmentos graníticos alterados. Este nivel disponse directamente sobre o substrato granítico, ondeas súas características sedimentolóxicas apuntan a unha sedimentación continental. Sobre este nivel disponse unha sedimentación costeira, na que se intercalan cantos rodados. Este material maduro, principalmente cantos e gravas de cuarzo, é indicativo dun longo transporte (fluvial), dunha prolongada dinámica abrasiva (costeira) ou de ambos factores. Nos estudos sobre os depósitos costeiros da ría de Arousa realizados por Bisdom (1967) e de Jong & Poortman (1970), identifican os cantos e gravas redondeadas como material fluvial antigo. Este material sería depositado posteriormente formando terrazas mariñas, que ante a ausencia de datacións, vincularon ao Plistoceno. Na actualidade, os cantís sedimentarios que caracterizan a sector NL da illa de Arousa corresponderíanse cos estes niveis de terrazas plistocenos ou a niveis coluviais orixinados polo desmantelamento das propias terrazas. En Areoso non se ten identificado un material semellante a estes cantos e gravas redondeadas, polo que a natureza deste sedimento é diferente a identificada no illote. Os niveis de cantos (unidades II e IV) aparecen incrustados nunha matriz franco-areosa dominada por material anguloso. Entre ambos, disponse un nivel orgánico (unidade III) con elevado contido en material fino, mentres as dúas unidades superiores están dominadas pola fracción area, presentando menor contido en material fino e materia orgánica. A presenza de raíces vincúlase coa colonización vexetal recente.

A ausencia de carbonatos bioxénicos relaciónase coa súa rápida disolución en condicións costeiras, como ocorre nas secuencias S1 e S4 de Areoso. Mentres que os valores de pH, dende lixeiramente ácidos a neutros, están determinados pola interacción do sedimento e a auga mariña (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997), especialmente na unidade basal, con valores moi superiores aos esperados nun solo sobre substrato granítico (*e.g*. Martínez-Cortizas et al., 2016; Romero et al., 1987; Taboada & García, 1997, 1999b).

A composición siliciclástica do sedimento é coherente coas facies de granito calcoalcalino que compón o substrato da illa de Arousa (Galán Arias, 1981). A presenza de mica nas unidades inferiores vincúlanse cun aporte máis terríxeno do sedimento, mentres que as trazas de gibbsita é un indicativo da alteración dos feldespatos, sobre todo das plaxioclasas (Taboada & García, 1999b). Os elevados contidos en cuarzo e a redución dos feldespatos en comparación coa composición dos niveis sedimentarios en Areoso, dificilmente se poden vincular exclusivamente a lixeira variación na composición do substrato granítico (Díez Montes et al., 2014) entre ambas illas. Pola tanto, esta diferencia na composición mineralóxica debe estar relacionada coa morfodinámica e/ou coa orixe do sedimento. Neste senso Bisdom (1967) vincula a diferencia na composición mineral do sedimento costeiros da ría de Arousa á area fonte do mesmo. Así o sedimento con elevado contido en feldespato, procedería da erosión de depósitos continentais, mentres que os niveis ricos en cuarzos vincúlanse a un sedimento de orixe fluvio-mariña. Por último, os resultados isotópicos tamén indican un cambio progresivo dende condicións continentais na base da secuencia cara unhas condicións costeiras nos demais niveis identificados. A interpretación dos datos, permiten diferenciar dúas facies diferentes.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- **Facies de alteración do substrato granítico**

A unidade I correspóndense cun nivel de remobilización de material continental e alteritas, con elevados porcentaxes de gravas e areas grosas angulosas nunha matriz franco-areosa. A presenza dun mineral subproduto da alteración dos feldespatos como a gibbsita, é indicativo da alteración do substrato granítico (Bisdom, 1967; Taboada & García, 1997, 1999a, 1999b), que tería sido *in situ* ou cun transporte moi limitado dende a súa area fonte (de Jong & Poortman, 1970). Sobre esta unidade prodúcese un cambio na sedimentación.

- **Facies praia-duna**

A unidade II presenta características sedimentolóxicas semellantes á unidade I, ademais, os resultados isotópicos tamén indican a influencia terríxena do sedimento. Non obstante, a presenza de gravas e cuarzos redondeados apuntan á unha sedimentación fluvial ou costeira. Dado que na illa de Arousa non existen cursos de auga suficientemente competentes para levar a cabo unha sedimentación desta magnitude ao longo do sector NE da illa, todo apunta a unha sedimentación costeira, como xa fora proposto noutros estudos (Bisdom, 1967; de Jong & Poortman, 1970). A dinámica costeira tería erosionado o material continental previo, e incorporado en parte á nova sedimentación. Tras este primeiro episodio mariño, o sector tería sufrido cambios morfodinámicos, pasando a un medio costeiro de moi baixa enerxía a partir do 1822-1692 cal. BP, que permitiu unha sedimentación fina e orgánica, onde se incorporaron carbóns, que procederían de queimas do entorno inmediato. A partir de 1185-1055 anos cal. BP prodúcese un novo cambio na sedimentación (unidade IV), propio dun ambiente máis enerxético que decapita parcialmente o nivel inferior, acumulando cantos rodados incrustados nunha matriz franco-areosa. Tras este nivel de cantos prodúcese un cambio na sedimentación (unidades V e VI), indicativo dun ambiente menos enerxético, pero que os datos sedimentolóxicos non permiten diferenciar entre niveis de praia ou de duna. Tras esta sedimentación, o sector quedaría fosilizado, dando tempo á edafización inclusive das unidades superiores, ata o século XX, momento onde a dinámica erosiva que afecta ao flanco NL da illa de Arousa (Cajade-Pascual et al., 2021a) fixo retroceder a fronte do cantil sedimentario.

O rango cronolóxico que ofrecen as dúas datacións radiocarbónicas realizadas nas bases das unidades III e IV, sitúan esta sedimentación costeira en época histórica. Se consideramos que o nivel do mar non mudo significativamente nos últimos 3000 anos (Bao et al., 2007; Cajade-Pascual et al., 2019a, 2023; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015), os cambios na arquitectura edafo-sedimentaria de ARO-I dificilmente se pode vincular a variacións no nivel do mar. Descartada a influencia determinante dunha dinámica mariña transgresiva, os factores morfodinámicos semellan ser o principal vector de cambio na sedimentación deste sector, probablemente relacionados co desprazamento meridional da frecha sedimentaria do Vao que evidencian as imaxes aéreas dispoñibles dende 1945. Este feito podería relacionar a dinámica sedimentaria de ARO-I cos medios intermareais situados na actualidade no extremo NO da frecha, composto por marismas atravesadas por canles mareais, que permiten a mobilidade de gravas e cantos rodados semellante aos da secuencia (Figura 94).

A falta de máis sondaxes e outros estudos na illa de Arousa imposibilita definir con precisión os factores morfodinámicos que levaron a cabo a sedimentación en ARO-I, non obstante, os resultados obtidos si permiten determinar dinámicas sedimentarias diferentes entre o illote Areoso e o flanco oriental da illa de Arousa.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Figura 94: Detalle do sector intermareal situado no extremo NO da frecha sedimentaria do Vao. As zonas de marisma vexetada permiten unha sedimentación máis fina e con maior contido en materia orgánica, mentres nas canles, a subida e baixada da marea produce condicións enerxéticas capaces de desprazar e sedimentar material máis groso.

3.4 RECONSTRUCIÓN PALEOAMBIENTAL

Unha vez analizados os datos das secuencias edafo-sedimentarias é posible elaborar unha interpretación paleoambiental do sector, cuxos resultados serán discutidos con outros estudos realizados no NO peninsular.

3.4.1 A EVOLUCIÓN AMBIENTAL DE AREOSO DENDE O HOLOCENO MEDIO

Os depósitos edafo-sedimentarios costeiros son xeoformas amplamente empregadas coma obxecto de estudo nas investigacións sobre os cambios ambientais do pasado, grazas ao seu notable potencial como arquivo paleoambiental. O estudo de seis secuencias edafo-sedimentarias no illote Areoso e unha secuencia obtida no flanco oriental da illa de Arousa permitiu establecer unha nítida diferenza evolutiva entre ambos sectores.

As secuencias de Areoso sinalan que o illote está conformado por un material siliciclástico inmaturo, indicativo de que este apenas tería sufrido transporte dende a súa área fonte, restrinxida aos corpos sedimentarios submareais, a erosión dos depósitos continentais do propio illote e ao aporte bioxénico (Blanco-Chao et al. 2020; Cajade-Pascual et al., 2023). O escaso trasporte e o carácter local da sedimentación susténtase en: (a) a topografía do sector, que mantén desconectado ao Areoso do resto do continente e da illa de Arousa a nivel sedimentario, imposibilitando a chegada de aportes sedimentarios fluviais ou fontes continentais externas (Blanco-Chao et al. 2020; Cajade-Pascual et al., 2019, 2022, 2023); (b) as características morfométricas do sedimento, dominado polas partículas angulosas ou de escaso grao de retraballamento (Cajade-Pascual et al., 2022, 2023); (c) a composición elemental, onde o contido de elementos litoxénicos e a relación Ti/Ca apuntan a incorporación de material continental (Bernárdez et al., 2008; Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al.,

2022; Muñoz Sobrino et al., 2022; Stuut et al., 2014) inclusive nos niveis costeiros, mentres que a relación K/Ti pode relacionarse cun material escasamente remobilizado (Arribas et al., 2010, Cartelle et al., 2019, 2022; Muñoz Sobrino et al., 2022); (d) unha composición mineralóxica rica en feldespatos, que vincula a orixe do material coa erosión de depósitos continentais (Arribas et al., 2010; Cartelle & García-Gil, 2018; de Jong & Poortman, 1970). Fronte ao material anguloso dominante, identifícase unha pequena poboación (<3 %) de grans de cuarzo esféricos ou moi redondeados, que aparecen de forma regular nas fraccións 0,4 mm e 0,25 mm das tres secuencias onde se realizou en detalle a análise morfométrica (S1, M4-III e IN-2). Este material maduro é interpretado como un sedimento máis antigo, que se iría incorporando á secuencia durante a propia configuración do sistema (Cajade-Pascual et al., 2022, 2023), e cuxas características granulométricas e morfométricas vincúlano cunha orixe eólica (Arce-Chamorro et al., 2022b, 2022c; Arribas et al., 2010; Costas et al., 2006a, 2009).

A erosión dos depósitos edafo-sedimentarios como fonte do material dos actuais sistemas costeiros xa foi suxerido noutros estudos, tanto no ámbito da ría de Arousa (Bisdom, 1967; Blanco-Chao et al. 2020; Cajade-Pascual et al., 2019, 2022, 2023; Cartelle et al., 2022; García-Moreiras et al., 2019a; de Jong & Poortman, 1970), como noutros sectores da costa galega (Arribas et al., 2010; Blanco-Chao et al., 2002; Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2019; Costa-Casais et al., 1996a; Pérez-Alberti et al., 2009). A erosión dos niveis continentais como área fonte do sedimento costeiro que configura Areoso contraponse coa orixe do material da secuencia ARO-I, situada no sector NL da illa de Arousa, cuxas características sedimentolóxicas (presenza de sedimento maduro) e mineralóxicas (elevado contido en cuarzo) asóciase a sedimentos de natureza fluvio-mariña (Bisdom, 1967; Cartelle & García-Gil, 2018; de Jong & Poortman, 1970). Ademais das diferenzas na área fonte do sedimento, as secuencias relacionan a configuración de Areoso co final da transgresión holocena e a posterior estabilización do NMR. Pola contra, a sedimentación de ARO-I suxire que a evolución costeira do sector NL da illa de Arousa estivo marcada por cambios morfodinámicos en época histórica, e cuxa casuística deberá ser abordada en futuros estudos. Esta primeira conclusión pon de manifesto a importancia dos estudos locais de alta resolución en medios tan complexos e dinámicos como os costeiros, onde a súa evolución pode ser resultados de variables locais superpostas ás tendencias globais e rexionais (Gibbard & West, 2000).

O estudos das secuencias obtidas en Areoso (S1, S4, M4-III, M4-C, IN-2 e CI-7) permitiu diferenciar catro ambientes edafo-sedimentarios (continental, intermareal, praia-duna e eólico) representativos dos cambios nas condición ambientais acontecidos dende o Holoceno Medio. O material de orixe continental identifícase nos niveis inferiores de S1, S4, M4-III e na masa tumular de M4-C (Figura 95 e 96). A ausencia destes niveis en IN-2, onde a base da secuencia dispónse sobre o substrato, indicaría a súa erosión antes da sedimentación intermareal. No caso de CI-7, non se acada o substrato, polo que se descoñece a súa presenza. Os niveis continentais están conformados por un material heteroxéneo e anguloso, con presenza significativa de gravas, areas grosas, e material fino. Dentro destes niveis, distínguense tres facies: de alteración do substrato granítico, paleosolo e masa tumular.

A facies de alteración do substrato granítico correspóndense con niveis de remobilización de alteritas, caracterizado pola presenza de precipitados (oxihidróxidos) de ferro e minerais de alteración das rochas graníticas como a vermiculita e a caolinita (Bisdom, 1967; Silva et al., 2019; Taboada & García, 1997, 1999a, 1999b). Esta facies aparece na base das secuencias S1 e S4, dispostas directamente sobre o substrato granítico. En M4-III non se acada o substrato e non se identifica un nivel de alteración, aínda que a unidade basal presenta similitudes. Mentres a ausencia dun nivel de alteración do substrato en M4-C relacionase coa preparación

USC DE COMPOSTELA

do terreo durante a construción da estrutura megalítica. Este proceso de exhumación do substrato, erosión e remobilización do material xa ten sido documentado en outros sectores do NO Peninsular (Arribas et al., 2010; Costa-Casais et al., 2012a; Martínez-Cortizas et al., 2009).

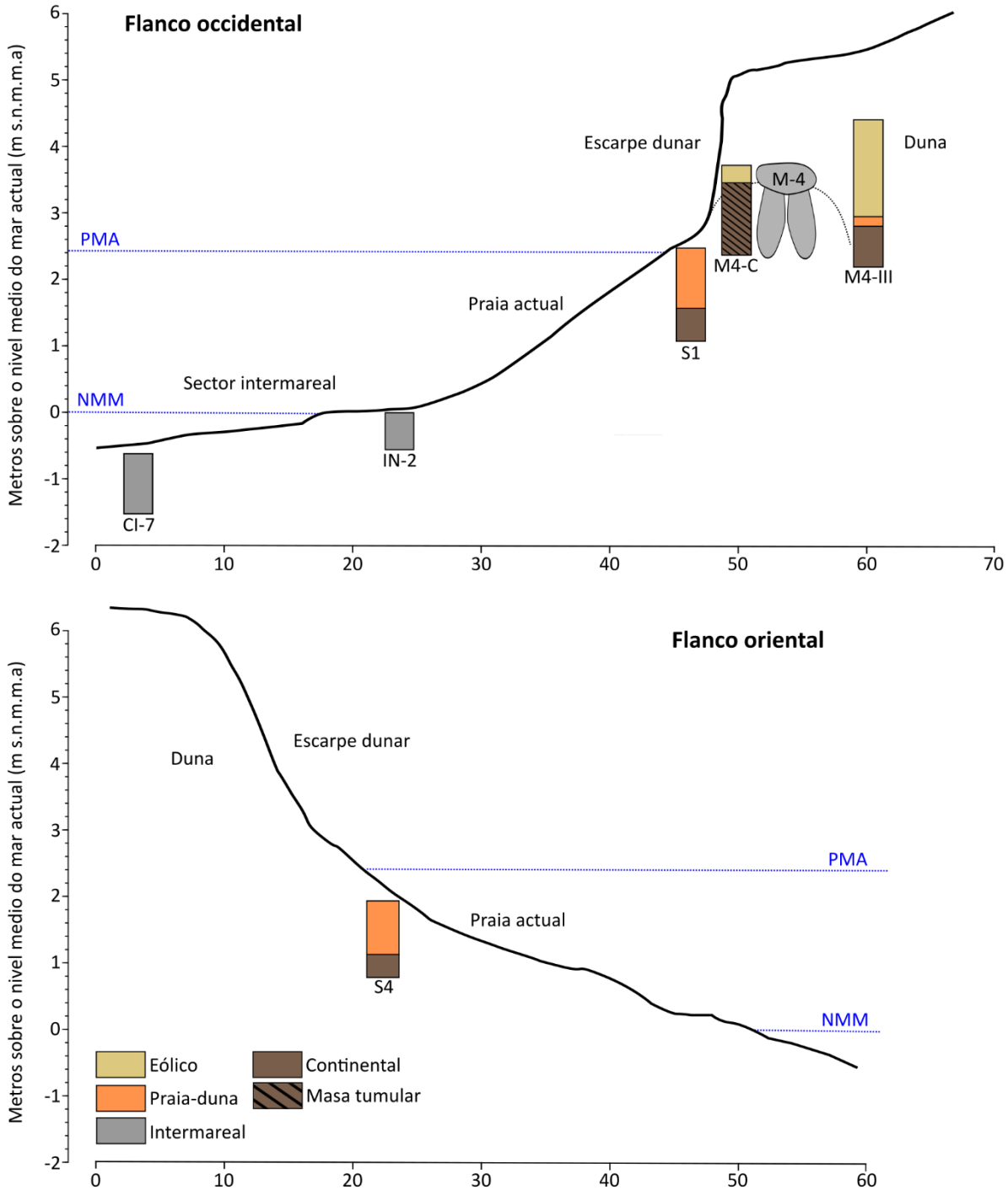


Figura 95: Posición das secuencias edafo-sedimentarias con respecto á topografía do sector meridional de Areoso (flanco occidental e oriental). NMM: Nivel Medio do Mar. PMA: Preamar Máxima Astronómica.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

A facies de paleosolo correspóndense con solos desenvoltos *in situ* a partir dunha sedimentación coluvial, cuxa fonte de material son os niveis de alteración do substrato, sobre os que se dispoñen. A presenza do paleosolo relaciónase con condicións da paisaxe estables que permitiron a edafización do material coluvial (Cajade-Pascual et al., 2023). Estes niveis identifícanse en S1 (unidade II), S4 (unidade II) e M4-III (unidades I e II), aínda que neste último caso, non se pode descartar que as diferenzas entre as unidades I e II sexan resultado da actividade antrópica durante a construción da Mámoa 4. Nas tres secuencias, o teito destas facies aparece truncado, evidenciando un cambio nas condicións ambientais. A facies de paleosolo pódese relacionar con outros niveis coluviais, con elevados contidos en C, N e LOI, formados durante o Holoceno Medio no NO peninsular (Cano et al., 1999; Costa-Casais et al. 2008, 2012a, 2012b; Kaal et al., 2008b; Martínez-Cortizas et al. 2009), cuxa formación asociase tanto a cambios nas condicións ambientais (final do Óptico Climático e Neoglaciación) como ao incremento da actividade humana sobre o territorio. Os valores de pH están determinados pola interacción do sedimento e a auga mariña (Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997), especialmente nas unidades basais, con valores moi superiores aos esperados nun solo sobre substrato granítico (*e.g*. Martínez-Cortizas et al., 2016; Romero et al., 1987; Taboada & García, 1997, 1999b).

As unidades I, II de M4-C están conformadas polo mesmo material que a facies de paleosolo, non obstante, ao tratarse dunha acumulación antrópica (Mámoa 4), non presentan o ciclo evolutivo dun solo continental, polo que se identifica como facies de masa tumular. Nesta tamén se inclúe a unidade III de M4-C (coiraza pétrea).

A facies intermareal correspóndense cunha sedimentación onde se intercalan niveis orgánicos franco-limosos, con areosos de menor contido en materia orgánica, que aflora no sector centro-occidental do illote. A súa formación relacionase cun ambiente húmido costeiro, asimilable a unha marisma (*e.g.* Cartelle et al., 2022; Pérez-Arlucea et al., 2005; Vilas, 1981, 1982). Os datos isotópicos, identifican a presenza de especies como os *Phragmites australis* ou *Bolboschoenus maritimus*, polo que o nivel intermareal que aflora no sector central de Areoso corresponderíase co límite superior dunha marisma. Esta sedimentación conforma as secuencias IN-2 e CI-7, a cotas de entre 0 e -1,3 m baixo o nmma (Figura 95 e 96). A pesar da súa proximidade, ambas secuencias presentan diferenzas na sucesión sedimentaria, debido ao elevado dinamismo destes ambientes. Neste senso, a formación do nivel de cunchas de CI-7 (unidade II) podería relacionarse coa migración dun canal de marea, de aí que non se identifique unha unidade equiparable en IN-2. As características sedimentolóxicas apuntan a que o material dos niveis intermareais deriva directamente da erosión de facies continentais. A erosión e posterior reutilización do material continental vincúlase tanto a ausencia destas sobre o substrato en IN-2, como a idade radiocarbónica obtida na base de CI-7 (5917-5749 cal. BP), que reflectiría o momento de formación da material orgánica e non a idade de sedimentación intermareal. Esta facies pode relacionarse con outros niveis orgánicos identificados na costa galega, correspondentes con antigos sistemas húmidos costeiros (~4600-3900 BP), como os de Cíes (Costas, 2006; Costas et al., 2009), praia de Patos (Nombela et al., 2005) ou Seselle (Santos & Vidal-Romaní, 1993).

A facies praia-duna está conformada por un sedimento ben clasificado e dominando polas areas medias, con baixos porcentaxes de gravas, limos e arxilas. Vincúlanse a medios costeiros (*e.g.* Arribas et al., 2010; Blanco-Chao et al., 2017; Cajade-Pascual et al., 2019a; 2022, 2023; Costas et al., 2006a, 2009; González-Villanueva et al., 2015; de Jong & Poortman, 1970; Perez-Arlucea et al., 2005), pero as súas características edafo-sedimentarias non permiten distinguir se se trata dun sedimento de praia ou de duna. Esta facies correspóndense coas unidades superiores de S1 e S4, e a unidade III de M4-III, pero con

USC COMPOSTELA

certas diferenzas entre elas. En S1 e S4 son niveis pobremente edafizados e situados en cotas comprendidas entre 1,2 m snmm e 2,5 m snmm, coincidente co límite da Preamar Máxima Astronómica (PMA) (Figura 95). Namentres a unidade III de M4-III sitúase a unha cota superior (2,77-2,92 m snmm) e presenta un maior grado de edafización, o que se relacionaría cunha fase posterior de estabilización dunar. Nas tres secuencias, a facies praia-duna está disposta sobre os niveis continentais, cuxo teito está decapitado. Este truncamento apunta á erosión mariña como desencadeante deste cambio no ambiente sedimentario. Os resultados morfométricos e mineralóxicos tamén suxiren á erosión dos niveis continentais como fonte do material costeiro (Cajade-Pascual et al., 2023).

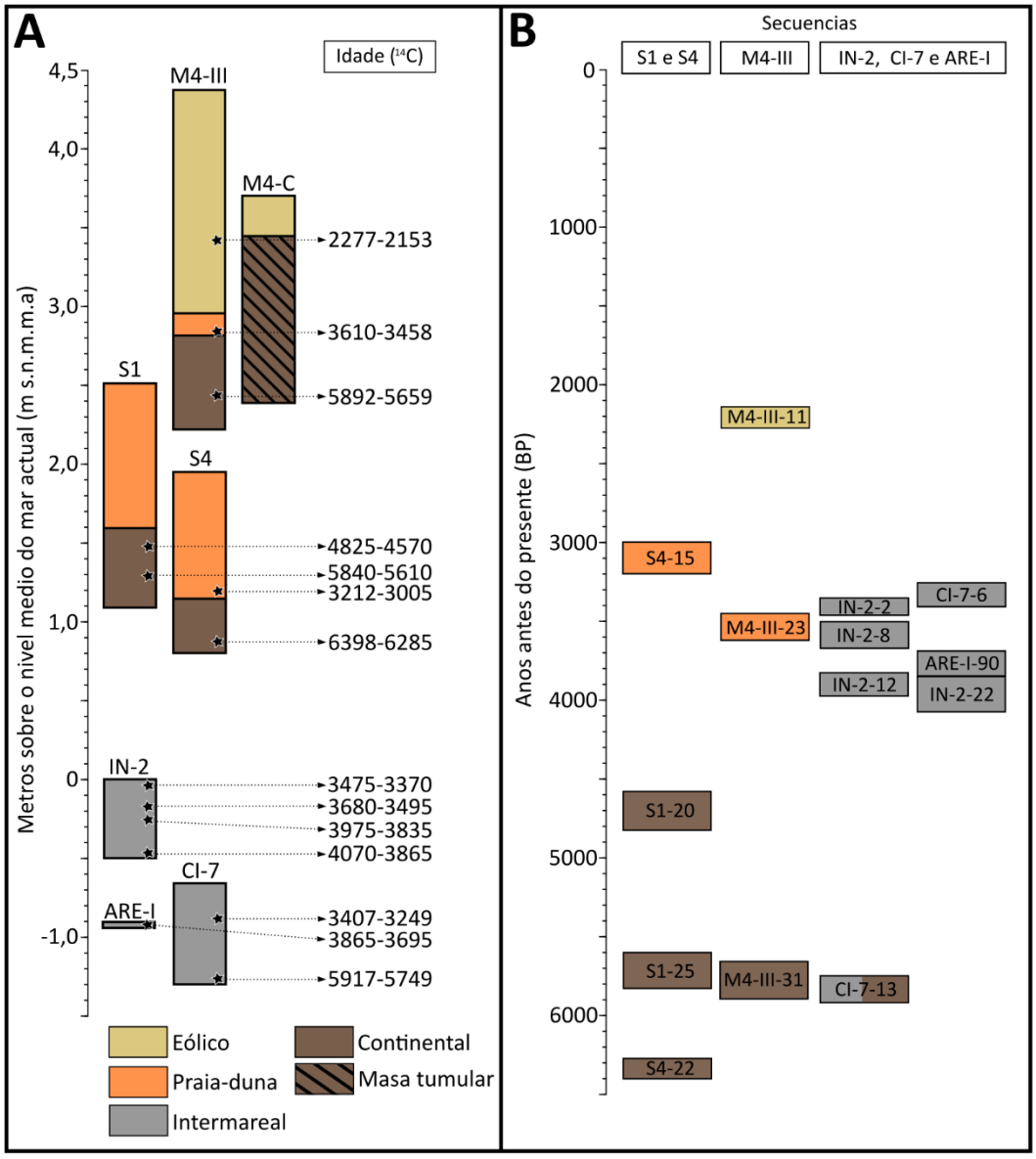


Figura 96: a) Posición das secuencias e niveis edafo-sedimentarias de Areoso con respecto ao nivel medio do mar actual (m snmma). b) Contexto cronolóxico das datacións radiocarbónicas obtidas segundo a natureza da sedimentación (eólica, praia-duna, intermareal, masa tumular e continental). A datación obtida (5917-5749 cal. BP) na base de CI-7 (CI-7-13) vincúlase á idade da materia orgánica de orixe continental que conforma o nivel, a pesar de que se trata dunha sedimentación de natureza intermareal (presenza de cunchas).

A pesar da súa similitude coa fracción mineral dos niveis praia-duna, as facies eólica vincúlanse a unha sedimentación propia dun ambiente dunar, con presenza de material bioxénico carbonatado, semellante a outros niveis eólicos estudados na costa galega (*e.g.* Costa-Casais et al., 2012b; Costas et al., 2006a). Esta facies correspóndense coas unidades superiores (IV-VII) de M4-III e a unidade superior de M4-C (Figura 95 e 96), que fosilizan tanto os niveis continentais e praia-duna (M4-III) como os monumentos megalíticos (M4-C). A presenza de bioclastos carbonatados (formados por $CaCO_3$ >95 %) de orixe mariño-costeira (cunchas, espículas, algas calcarias, etc.) é un dos *proxies* empregados para a distinción de niveis sedimentarios costeiros. En Areoso soamente se identifican porcentaxes elevadas de carbonatos bioxénicos no nivel de cunchas de CI-7 (facies intermareal) e nos eólicos superiores de M4-C e M4-III, neste último con presenza de malacofauna dunar (facies eólica). Na facies praia-duna, soamente se detectan nas mostras superficiais de S1 e S4, pero redúcense rapidamente en profundidade. A ausencia de carbonatos bioxénicos en moitas das unidades edafo-sedimentarias de orixe costeira contraponse ás elevadas porcentaxes rexistradas nos niveis máis recentes e nos de praia-duna actuais (17-40 %). Esta diferenza é indicativa da disolución dos bioclastos, a cal se pode relacionar coa elevada reactividade das formas cristalinas do carbonato cálcico (aragonito e calcita) en ambientes mariños (Santos et al., 1999). A nivel morfométrico, a facies eólica presenta maior porcentaxe de partículas redondeadas e subredondeadas que o resto de facies, aínda que o material anguloso segue a ser o maioritario. Este escaso retraballamento difire do sedimento maduro que caracteriza outros niveis eólicos do NO peninsular (Arce-Chamorro et al., 2022b, 2022c; Arribas et al., 2010; Costas et al., 2006a, 2009; González-Villanueva et al., 2015; Guitián Rivera et al., 1985; Rodríguez et al., 1985), consecuencia da intensa abrasión mecánica que se produce nos sistemas dunares, e que traduce nunha alta redondez do material (esencialmente cuarzo) (Arribas et al., 2010; Torcal & Tello, 1992). Esta diferenza morfométrica apunta a unha sedimentación local e de limitado transporte, como área fonte das facies eólicas de Areoso.

As 14 idades radiocarbónicas obtidas en Areoso, permiten establecer o marco cronoestatigrafíco (Figura 96) sobre o que se identifican as principais fases evolutivas do illote. Así, os niveis máis antigos correspóndense coa facies continental, cuxo rango cronolóxico abarca dende o 6398-6285 cal. BP, obtido na base do paleosolo de S4, ata o 4825-4570 cal. BP coincidente co paleosolo de S1 (S1-20). Interpretando a datación obtida na base de CI-7 como a idade da materia orgánica de orixe continental, a facies intermareal abarca un período de ~500 anos, entre o 4070-3865 cal. BP obtido na base de IN-2, e o 3407-3249 cal. BP das unidades superiores de CI-7. Solapándose parcialmente aos niveis intermareais, pero en cotas superiores, dátase a formación dos niveis praia-duna: 3610-3458 cal. BP (M4-III-23) e 3212-3005 cal. BP (S4-15). A idade máis recente (2277-2153 cal. BP) obtívose en M4-III-11, e sinala o inicio dunha fase de acreción eólica (unidade VI de M4-III). Unha vez identificados os diferentes ambientes sedimentarios e o seu marco cronolóxico, pódese realizar unha interpretación paleoambiental de Areoso dende mediados do Holoceno Medio (Figura 97).

- **Entre 6300 BP e 4000 BP.**

A idade máis antiga (6398-6285 cal. BP) foi obtida na base do paleosolo de S4. Nese momento, o NMR situaríase a uns 5-7 m por debaixo das cotas actuais (Alonso & Pagés, 2010; Bao et al., 2007; Leorri et al., 2012a, 2012b) polo que todo o conxunto de baixos e illotes que conforman os Guidoiros, manteríanse emerxidos. Se nos baseamos na batimetría actual das cartas náuticas do Instituto Hidrográfico da Mariña, este sector podería presentar

unha configuración como península, unida polo flanco oriental á illa de Arousa e ao continente, onde Areoso e Pedregoso corresponderíase coas partes máis elevadas, e polo tanto, resaltes na paisaxe. Sen embargo, a falta de estudos sobre a potencia, cronoloxía e facies da sedimentación submarina entre Areoso e Arousa impide precisar o momento onde o mar tería inundado a conexión entre ambos sectores. A actividade neolítica, amplamente representada en Areoso, si parece suxerir unha conexión terrestre co resto do continente (Mañana-Borrazás et al., 2020). As idades máis antigas obtidas en Areoso (6398-6285 cal. BP en S4 e 5840-5610 cal. BP en S1), indicarían que os procesos de alteración do substrato granítico terían comezado antes do 6300 BP. Posteriormente comezaría unha fase dominada polo transporte e sedimentación do material alterado, dando lugar á exhumación do substrato nas zonas de maior elevación, e aos niveis de alteritas que conforman as facies de alteración do substrato granítico (Cajade-Pascual et al., 2023). A datación obtida no límite superior da unidade I de S1 (S1-25: 5840-5610 cal. BP), reflicte unha fase de estabilización na paisaxe que permitiu a edafización de niveis coluviais (facies de paleosolo) (Figura 97), que se pode vincular ao fin do Óptimo Climático do Holoceno (García-Amorena et al. 2007; Aranbarri et al., 2014; Martínez-Cortizas et al., 2009). Esta etapa coincide co inicio da ocupación neolítica de Areoso, onde a datación da base de cimentación da Mámoa 4 ofreceu unha idade de 5726-5603 cal. BP (Mañana-Borrazás et al., 2020). A facies de paleosolo corresponderíanse co nivel de ocupación durante o Neolítico, e que se relaciona coa construción das propias estruturas (facies de masa tumular). A partir do Neolítico, increméntase o impacto da actividade humana sobre o territorio, sendo observable nos rexistros paleoambientais (Blanco-Chao et al., 2002; Costa-Casais et al., 2009, 2012a; David et al., 2022; Kaal et al., 2008, 2013; Kalis et al., 2003; Lillios et al., 2016; Martínez-Cortizas et al., 2000, 2005, 2009; Mighall et al., 2006). En Areoso esta actividade vinculase á presenza de restos arqueolóxicos e ás evidencias de queimas (carbóns), pero tamén poderían ter relación directa co truncamento de niveis continentais (*e.g.* unidades I e II de M4-III).

- **Entre 4000 BP e 3500 BP.**

O NMR continuaría subindo, e entorno ao 4000 BP situaríase moi próximo ás cotas actuais (~1-2 m baixo nmma). Progresivamente, as condicións continentais dominantes terían cambiado cara un ambiente propio dos medios costeiros (Figura 97). A datación obtida na base de IN-2 (4070-3865 cal. BP) indican que nese momento xa se tería establecido unha marisma no flanco occidental de Areoso. Esta sedimentación intermareal manteríase alo menos ata o 3400 - 3300 BP, cando o aumento do NRM decapitaría estes niveis. As cistas construídas entre a facies intermareal (CI-7) e a presenza de cuncheiros (Mámoas 2 e 4) indican que xa estaría configurado coma un sistema costeiro durante a ocupación da Idade do Bronce. Non obstante, a actividade humana podería indicar que Areoso estaba aínda conectado ao continente, ou ben o seu acceso sería sinxelo en condicións de baixamar, semellantes ao que ocorría no sector do Vao ata mediados do século XX, cando era posible cruzar a pé os 2 km que separan a illa de Arousa do continente.

- **Entre 3500 BP e 3200 BP.**

O NRM acadaría unhas cotas semellantes ás actuais, e nas que se mantería sen grandes variacións ata o presente. A erosión das facies intermareais (3475-3370 cal. BP) e o inicio da sedimentación dos niveis praia-duna sobre as facies continentais en S1, S4 e M4-III (3610-3458 cal. BP e 3212-3005 cal. BP) sinalan o momento onde o NMR tería acadado un nivel

semellante ao actual (Figura 97), comezando a formación dos niveis praia-duna nos sectores actualmente emerxidos de Areoso. Desde este momento, as variacións morfodinámicas e a actividade antrópica pasan a ser os principais vectores de cambio na configuración do illote. Unha vez que o NMR se sitúa nunha posición semellante á actual, as fontes sedimentarias quedan reducidas á erosión dos depósitos do illote é aos aportes bioxénicos.

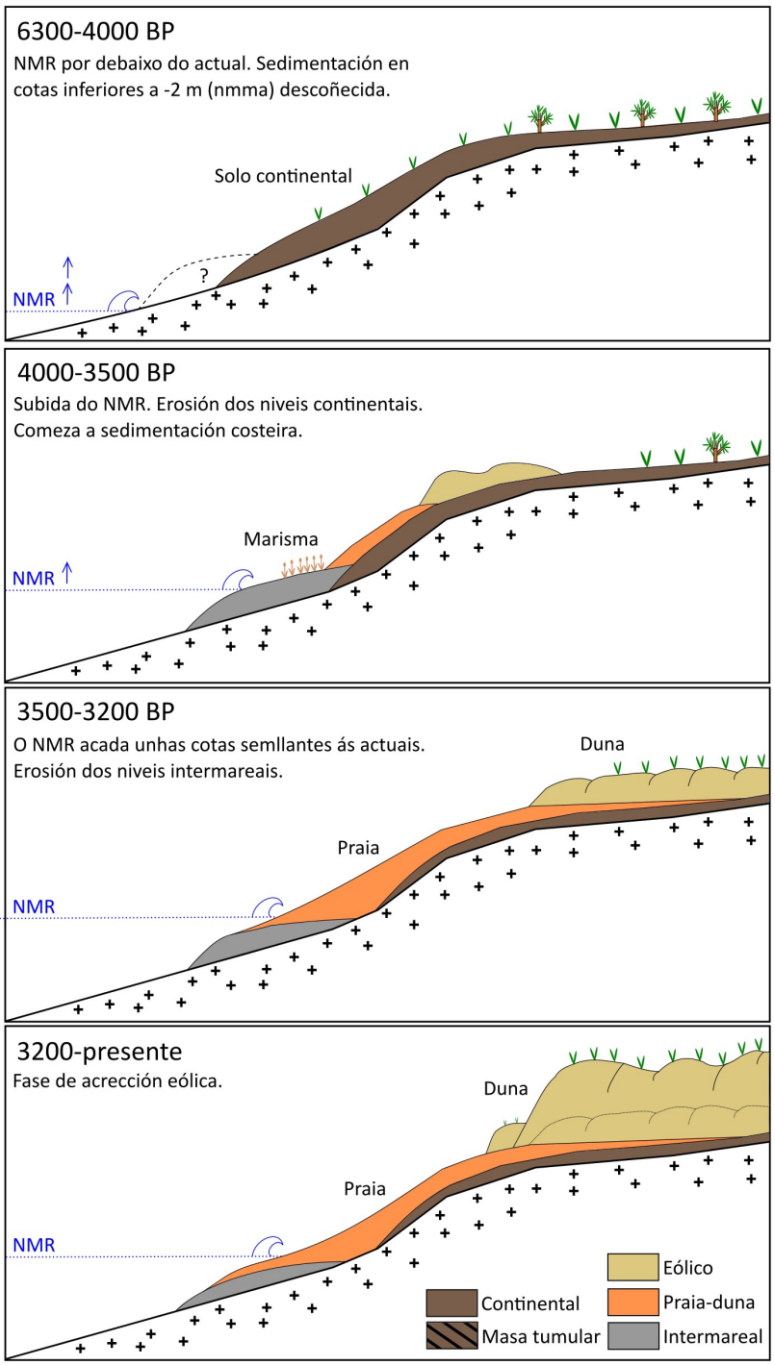


Figura 97: Principais fases na evolución paleoambiental de Areoso dende o Holoceno Medio. Entre 6300 BP e 4000 BP, cun NMR inferior ao actual, dominarían as condicións continentais. A subida do NRM erosionando progresivamente a facies continental. Entre o 4000 - 3500 BP establecese un ambiente marismeño no flanco occidental do illote, e comeza a formación do sistema praia-duna. Entre o 3500 - 3200 BP o NMR acada en cotas semellantes ás actuais, polo que as condicións costeiras son as dominantes. A partir do 3200 BP prodúcese o gran desenvolvemento dos niveis eólicos, fosilizando as estruturas megalíticas.

- **Entre 3200 BP ao presente.**

A dispoñibilidade de sedimento resultante da erosión dos niveis continentais e costeiros permitiu unha progresiva configuración do actual sistema dunar (Figura 97). Os niveis eólicos de M4-III indican diferentes fases de acumulación eólica, separados por etapas de estabilidade na paisaxe que permitirían a edafización dos niveis eólicos inferiores. A idade obtida na base da unidade VI de M4-III (2277-2153 cal. BP) sinala o comezo dunha fase de importante acreción eólica, que terminaría cunha fase de menor dinamismo (unidade VII). As análises realizadas ata o momento non permiten identificar cambios nas condicións climáticas (*e.g.* Períodos cálidos romano e medieval, LIA) nin nos patróns atmosféricos (*e.g*. fases negativas ou positivas da NAO). A presenza de lixo baixo a superficie dunar actual ou a moeda de 5 pesetas atopada en S4 a ~50 cm baixo a praia actual son exemplos da presenza humana e da morfodinámica actual en Areoso identificados nas secuencias analizadas.

Esta reconstrución paleoambiental, sustentada no estudo de seis secuencias edafo-sedimentarias, difire de outras interpretacións (Arce-Chamorro et al., 2022b, 2022d; López-Romero et al., 2023) sobre a xénese e evolución de Areoso. Segundo estes autores, as condicións continentais dominaron ata o ~2500 BP, interpretando que a sedimentación orgánica que aflora no sector intermareal (~4000 - 3500 BP) corresponderíase cun bosque fósil ben desenvolto, polo que o NMR estaría situado moi por debaixo do actual. Estes niveis, xunto coas estruturas arqueolóxicas, serían fosilizadas entorno ao ~2500 BP, mentres o NMR non acadaría unhas cotas semellante ás presentes ata despois do 2000 BP. O sistema dunar actual corresponderíase cos niveis superiores dos campos de dunas que terían migrado dende a plataforma continental, e que na actualidade se atopan parcialmente inundadas (Arce-Chamorro et al., 2022d). As diferenzas interpretativas destes estudos fronte ao modelo evolutivo proposto nesta tese poden relacionarse con: (a) a ausencia de análise de secuencias edafo-sedimentarias, pois as interpretacións de Arce-Chamorro et al., (2022b, 2022d) e López-Romero et al. (2023) basease no emprego de datacións, para vincular os niveis sedimentarios de Areoso ao modelo evolutivo proposto polos mesmos autores para a ría de Vigo (Arce-Chamorro et al., 2021b, 2022b, 2022c). (b) a errónea interpretación das facies intermareais como restos dun bosque fósil, pois os restos vexetais identificados correspóndense con vexetación de marisma e non a macrofósiles leñosos de especies arbóreas. (c) a falta de estudos morfométricos do sedimento costeiro, xa que o sedimento que conforma o sistema praia-duna de Areoso non provén de antigos campos eólicos, senón que se corresponde cun material inmaturo cuxa fonte é a propia erosión dos niveis continentais do illote. Soamente se pode vincular unha pequena poboación de cuarzos redondeados (<3 %) á unha orixe eólica antiga. (d) a inconsistencia cronoestatigráfica das datacións por OSL. Aínda que tódolos método de datación están suxeitos a marxes interpretativos, as idades obtidas por OSL na masa tumular da Mámoa 4 (López-Romero et al., 2023), non parecen ser consistentes co marco evolutivo nin co contexto arqueolóxico.

3.4.2 IMPLICACIÓNS SOBRE OS CAMBIOS PALEOAMBIENTAIS E DO NIVEL DO MAR NO NOROESTE PENINSULAR

Durante o tardiglaciar, as rías eran vales fluviais dominados por procesos fluvio-continentais (Arce-Chamorro & Vidal-Romaní, 2021a; Blanco-Chao et al., 2002, 2003, 2019; Costa-Casais, 2001; Muñoz Sobrino et al., 2013; Pérez-Alberti et al., 2009; Trenhaile et al., 1999), que progresivamente serían inundados polo mar. A comezos do Holoceno, xa se tiñan

establecido sistemas estuarinos nos sectores interiores das rías (Andrade et al., 2014; Cartelle, 2019; Cartelle & García-Gil, 2018; Cartelle et al., 2022; García-Moreiras et al., 2019a). A desaceleración das taxas transgresivas a comezos do Holoceno Medio, cun NMR 5-7 m baixo nmma (Alonso & Pagés, 2010; Leorri et al., 2012a, 2012b), vincúlase á xénese de zonas húmidas costeiras ou sistemas barreira-lagoa (Arribas et al., 2010; Bao et al., 2007; Costas, 2006; Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015; Sáez et al., 2018). En Areoso, tanto a presenza de facies continentais coma a actividade neolítica, indican unhas condicións continentais dominantes durante o Holoceno Medio. A primeira evidencia costeira correspóndese co desenvolvemento da facies intermareal do flanco occidental no 4000 BP, momento onde o NMR estaría lixeiramente (0,5-1,5 m) por debaixo do actual. Esta facies foi posteriormente decapitada e fosilizada por niveis de praia, da mesma forma que se ten detectado noutros sectores da costa galega (Alonso & Pagés, 2000; Santos & Vidal-Romaní, 1993). A erosión da facies intermareal e o comezo dunha sedimentación praia-duna sobre os niveis continentais entre o 3500-3200 BP, sinalan o momento onde o NMR tería acadado unhas cotas semellantes ás actuais en Areoso, manténdose sen grandes variacións ata o presente. Este intervalo axústase cronoloxicamente ao proposto por outros estudos do NO peninsular (Figura 98), e que sitúan a estabilización do NMR en niveis próximos aos actuais entre o 3500 BP e o 3000 BP (Cearreta & Monge-Ganuzas, 2013; Costas et al., 2009; Dias et al., 2000; González-Villanueva et al., 2015; Leorri et al., 2012a, 2012b).

As variación entre estudos e sectores pode vincularse, en parte, aos procesos tectono-isostáticos recentes descritos na costa cantábrica (Alonso & Pagés, 2007; Álvarez-Marrón et al., 2008; Leorri et al., 2012a; López-Fernández et al., 2020; Mary, 1983; Mary et al., 1975; Moniño Sáez et al., 1988; Vicente et al., 2011) ou á actividade neotectonica identificada na costa portuguesa (Araújo, 2003; Araújo et al., 2003; Carvalho et al., 2014; Cunha et al., 2005; García-Amorena et al., 2007; Granja, 1999; Granja & de Groot, 1996; Granja et al., 1999), namentres a fachada atlántica galega considérase tectonicamente estable dende o último interglaciar (Alonso & Pagés, 2000, 2007; Blanco-Chao et al., 2002, 2003; Leorri et al., 2013b; Trenhaile et al., 1999). Á hora de poder interpretar as sinais paleoambientais indicativas de cambios no NMR tamén se debe ter en conta á natureza da área de estudo. Os realizados en estuarios (Alonso & Pagés, 2010; Cearreta & Monge-Ganuzas, 2013; García-Artola et al., 2023; Leorri et al., 2012a, 2012b) presentan importantes diferenzas interpretativas, inclusive en sectores próximos, cuxa causa pode derivar dos procesos de compactación sedimentarias que se produce nestes ambientes (Church et al., 2013; Horton, & Shennan, 2009; Kopp et al., 2015), ademais de presentar un balance sedimentario estreitamente relacionado cos aportes continentais (Granja et al., 2022). Os sistemas barreira-lagoa son ambientes costeiros amplamente empregados para realizar estudos paleoambientais grazas á elevada resolución que ofrecen, non obstante, son sistemas pechados ou semi-pechados, onde a achega de material terríxeno (coluvial e aluvial) pode dificultar a interpretación dos cambios do nivel do mar. Estes sistemas foron tradicionalmente xestionados polas sociedades que habitan nas inmediacións, polo que moitos dos cambios acontecidos están vencellados directamente á acción antrópica (Dias et al., 2000; Bao et al., 2007; González-Villanueva et al., 2015; Granja et al., 2022; Sáez et al., 2018). Nos estudos realizados en lagoas colgadas, coma Traba (Bao et al., 2007; Devoy et al., 1996) e Doniños (Sáez et al., 2018), a presenza de peches rochosos non permiten precisar con exactitude os cambios no NMR, polo que a topografía previa resulta un factor de control chave na evolución destes sistemas (Bao et al., 2007; Costas et al., 2009 Sáez et al., 2018). Non obstante, o incremento da sedimentación eólica en Traba (4000-3200 BP) e a posterior estabilización do sistema palustre (Bao et al., 2007; Devoy et al., 1996), pode relacionarse cun

USC DE COMPOSTELA

NRM semellante ao actual. Os estudos de testemuñas submarinas (Lantzsch et al., 2009, 2010; Mena et al., 2018) tomados entre a plataforma continental e o Banco de Galicia, vinculan o descenso de aportes sedimentarios continentais a estabilización do NMR cara o 6000-5000 BP. Non obstante, os datos obtidos en Areoso e noutros sectores da fachada atlántica galega (Costas et al., 2009; González-Villanueva et al., 2015; Santos & Vidal-Romaní, 1993) difiren cronoloxicamente. Polo tanto este cambio nas condicións deposicionais submarinas semella ser indicativo dunha redución das taxas transgresivas, pero non dunha estabilización do NMR en cotas próximas ás actuais. A curva do nivel do mar proposta por Dias et al. (2000), baseada principalmente en datos obtidos na plataforma continental portuguesa, axústanse mellor aos resultados obtidos na costa galega, aínda que segundo Bao et al. (2007) carece dun número suficiente de puntos índices precisos para o Holoceno.

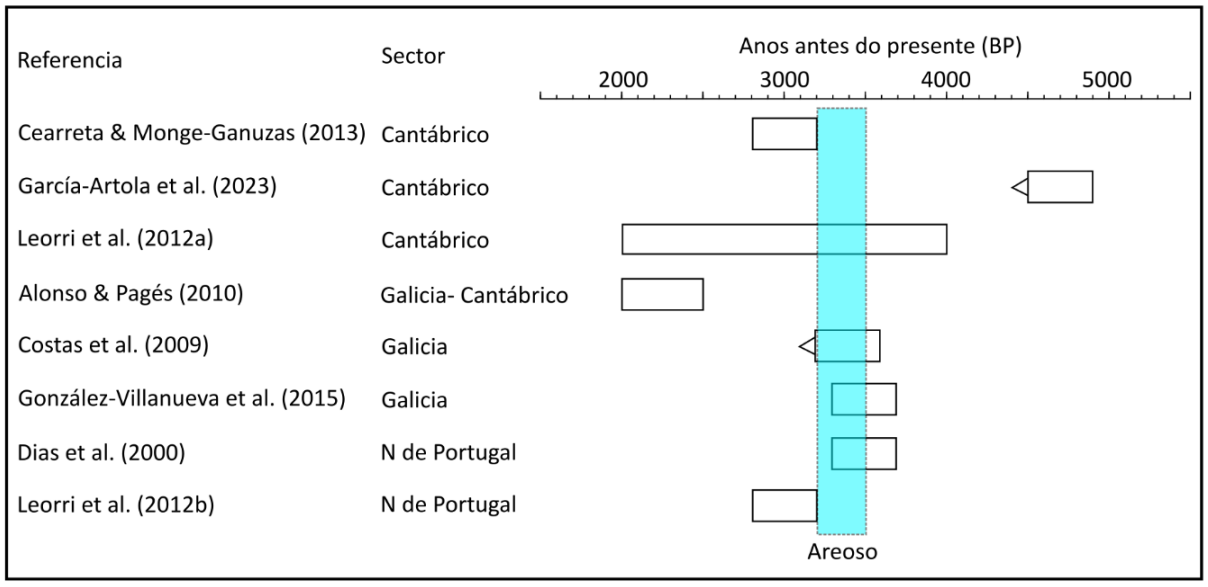


Figura 98: Comparación entre os resultados obtidos en Areoso e outros estudos do NO peninsular sobre a cronoloxía na que o NMR tería acadado unhas cotas próximas ás actuais. Os intervalos representados na figura derivan dos rangos vinculados a curvas de subida do nivel do mar (Alonso & Pagés, 2010; Leorri et al., 2012a); a idades centrais aproximadas, as que se lle aplica un intervalo de ±200 anos: ~3000 BP (Cearreta & Monge-Ganuzas, 2013; Leorri et al., 2012b), ~3500 BP (Dias et al., 2000; González-Villanueva et al., 2015); e a rangos mínimos: posterior ao 3600 BP (Costas et al., 2009), posterior ao 4900 BP (García-Artola et al., 2023).

O conxunto de secuencias de Areoso permiten definir a transición entre as condicións continentais e as costeiras nas derradeiras fases transgresivas. Unha vez que o NMR acada cotas semellantes ás actuais mantense relativamente estable, con taxas de variación moi limitadas, ata o aumento detectado a partir do século XX (IPCC, 2021). Coa estabilización do NMR, os principais factores de cambio nos sistemas costeiros son a actividade antrópica, os eventos extremos e a variabilidade dos patróns atmosféricos e oceánicos. Os resultados obtidos ata o momento en Areoso non permiten identificar fases erosivas vinculadas ao aumento da tormentosidade ou da actividade eólica durante o Período Frío da Idade do Ferro/Evento 2.8 (~2800 BP) (Costa-Casais et al., 1996a, 2012b; González-Álvarez et al., 2005; Martínez-Carreño & García-Gil, 2013; Muñoz Sobrino et al, 2016); ou a LIA (Martínez-Carreño & García-Gil, 2013; Martínez-Cortizas & Costa-Casais, 1997; Muñoz Sobrino et al, 2016; Tallón-Armada et al., 2013, 2015). Estes episodios erosivos ou de acreción eólica non teñen reflexo noutros sectores estudados, polo que os factores locais

USC UNIVERSIDADE DE COMPOSTELA

parecen ser decisivos na configuración dos sistemas costeiros. Tampouco se ten identificado niveis ou sinais que poidan relacionarse con eventos extraordinarios coma paleotsunamis, como si teñen sido rexistrados noutros depósitos da fachada atlántica ibérica co tsunami de Lisboa en 1755 (Costa et al., 2016; Font et al., 2013; Rebêlo et al., 2013).

O Holoceno defínese como o período onde se desenvolveu a civilización humana (Wanner, 2008), e dende o Neolítico, a actividade antrópica sobre o territorio (agricultura, gandaría, queimas, actividades extractivas, urbanización, construción de infraestruturas, etc.) ten impactado sobre a paisaxe e os sistemas naturais (Blanco-Chao et al., 2002; Benjamin et al., 2017; Costa-Casais et al., 2008b, 2009, 2012a, 2012b; David et al., 2022; Kaal et al., 2008, 2013; Kalis et al., 2003; Lillios et al., 2016; Martínez-Cortizas et al., 2005, 2009; Pérez-Alberti et al., 2009). Asemade, os cambios ambientais tamén teñen influído na propia evolución da civilización (Wanner, 2008, 2021), como a necesidade de adaptación das sociedades prehistóricas que habitaban os sectores próximos á costa ante os efectos da transgresión holocena (Benjamin et al., 2017). Neste senso, en Areoso escenifícase o cambio entre unhas condición continentais durante a ocupación neolítica e a dinámica costeira que xa dominaba este sector a finais do Bronce. Esta relación entre evolución cultural e ambiental converten a Areoso nun enclave excepcional para a investigación xeoarqueolóxica.

3.5 CONCLUSIÓNS

Os depósitos edafo-sedimentarios costeiros son xeoformas cun notable potencial como arquivo paleoambiental. O estudo de seis secuencias edafo-sedimentarias no illote Areoso e a secuencia obtida no flanco oriental da illa de Arousa evidencian procesos evolutivos diferentes. A análise das secuencias de Areoso permitiu diferenciar catro ambientes edafo-sedimentarios (continental, intermareal, praia-duna e eólico) representativos dos cambios nas condición ambientais acontecidos dende o Holoceno Medio. A desconexión do illote a nivel sedimentario impide a chegada de material externo, polo que a orixe do sedimento restrínxese á erosión dos depósitos continentais do illote, a incorporación de material bioxénico carbonatado e unha pequena poboación de material eólico antigo. A limitada achega de material externo, supón unha vantaxe fronte aos estudos realizados en sistemas barreira-lagoa, sedimentos de fondo mariño ou estuarios, cuxo balance sedimentario está influenciado polos aportes de material terríxeno e/ou fluvial externos, dificultando a súa interpretación.

Aínda que o período cronolóxico abarcado é limitado, as secuencias edafo-sedimentarias de Areoso permiten reconstruír a evolución dun sector da costa galega durante a fase final da transgresión holocena e determinar o momento onde o NMR tería acadado unhas cotas semellantes ás actuais (3500-3200 BP). Ao tratarse dun importante xacemento arqueolóxico, Areoso permite relacionar os cambios ambientas cos culturais, ademais de albiscar os impactos das sociedades prehistóricas sobre o territorio e a paisaxe.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

CAPÍTULO IV

XESTIÓN E CONSERVACIÓN

USC
UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

4.1 INTRODUCIÓN

Os sistemas costeiros contan cunha gran variedade de hábitats, moitos dos cales foron destruídos ou profundamente modificados por causa da imparable acción humana. Porén, existen espazos que se manteñen cun grado menor de impacto, pero que sen ven ameazados debido ao conflito entre uso público, conservación, urbanización e actividades económicas, que dificulta enormemente a súa gobernabilidade. Actualmente os sistemas praia-duna sitúanse entre os hábitats que están padecendo un maior deterioro do seu estado de conservación (Fraga & Martín-Prieto, 2012), facéndose necesarias medidas encamiñadas a súa planificación e xestión, procurando un equilibrio ente o uso e a protección. Os estudos sobre espazos naturais protexidos deben partir dunha perspectiva holística onde se integren aspectos físicos, ecolóxicos, sociais, económicos, culturais, xurídicos, etc. Neste senso, Denis & Henocque (2001) remarcan a importancia de que este tipo de estudos non sexan unha simple xustaposición de coñecementos e de feitos, senón que afonden ata as raíces da problemática existente.

4.1.1 OS ESPAZOS NATURAIS PROTEXIDOS

Dende unha perspectiva tradicional, os Espazos Naturais Protexidos (ENP) foron tratados coma unha ferramenta para combater a degradación do medio ambiente, a contaminación dos solos e das augas, a perda de biodiversidade ou o impacto sobre as paisaxes. Co tempo, esta mudou cara un enfoque máis amplo e integrador, onde a protección dos sistemas naturais debería ser compatible cun desenvolvemento sostible (Del Río-Franqueira, 2018; Smith, 2013). Ao falar de espazos naturais referímonos tanto aos que se conservaron sen sufrir outras modificacións que as derivadas dos procesos naturais, practicamente inexistentes no contexto galego, como aqueles que aínda conservan esencialmente os elementos abióticos e bióticos primitivos. Cabe sinalar que estes espazos non se compoñen só de elementos naturais susceptibles de ser protexidos, senón tamén dos culturais asociados (Tolón & Lastra, 2008). Para que un espazo natural sexa protexido, debe reunir unha serie de requisitos, os cales aparecen recollidos na *Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad*.

"*Terán a consideración de Espazos Naturais Protexidos os espazos do territorio nacional, incluídas as augas continentais e o medio mariño, xunto coa zona económica exclusiva e a plataforma continental, que cumpran polo menos un dos requisitos seguintes e sexan declarados como tales: a) Conter sistemas ou elementos naturais representativos, singulares, fráxiles, ameazados ou de especial interese ecolóxico, científico, paisaxístico, xeolóxico ou educativo. b) Estar dedicados especialmente á protección e o mantemento da diversidade biolóxica, da xeodiversidade e dos recursos naturais e culturais asociados*." (art. 28.1)

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.1.1.1 Evolución dos ENP no contexto español e galego

España é un dos países pioneiros en Europa na declaración de ENP. No ano 1916 apróbase a primeira lei relativa á declaración de ENP (*Ley de 7 de diciembre de 1916, de Parques Nacionales de España*) e dous anos máis tarde, decláranse os dous primeiros: Montaña de Covadonga e o de Ordesa. Estes prometedores inicios non tiveron continuidade en décadas posteriores. As complexas circunstancias políticas e sociais que definen a historia de España durante gran parte do século XX, impediron a consolidación da protección da natureza, substituída por outras prioridades, pois en 1970 tan só o 0,2 % do territorio estaba protexido (Cabalar et al., 2016; Del Río-Franqueira, 2018). A concepción dos ENP era principalmente estética, e tiña como fins a protección da paisaxe e o fomento da actividade recreativa (de Luaces et al., 2022; Tolón & Lastra, 2008). A partir da década de 1980, a realidade dos ENP vese modificada por dúas circunstancias importantes. Por unha banda, España pasa a ser un estado administrativamente descentralizado, onde as competencias en materia de protección da natureza corresponden ao eido autonómico. Ademais, a entrada na Unión Europea en 1986 implica a adopción do regulamento comunitarias, como as directivas "Aves" e "Hábitat". Así pois, en materia de protección da natureza, España aplica normativa europea e a súa vez elabora a súa propia lexislación nacional e autonómica. Existe unha lei nacional de conservación da natureza (*Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad*), encargada de fixar as liñas xerais na materia. As Comunidades Autónomas posúen a potestade para establecer as directrices de conservación que estimen necesarias, e cada unha desenvolveu o seu propio marco normativo sobre os ENP, ademais de plans e programas sectoriais (Cabalar et al., 2016; Del Río-Franqueira, 2018; de Uña-Álvarez, 2007). Nas últimas décadas o enfoque principal das políticas de ENP vai acadando un carácter máis integrador, destinado a promover un desenvolvemento sustentable baseado no equilibrio entre conservación e as actividades socioeconómicas (Tolón & Lastra, 2008).

O caso galego ven definido polo seu atraso con respecto a outras rexións de España, de feito, careceu de áreas protexidas durante boa parte do século XX e só pequenos espazos, como o Monte Aloia desde a década de 1930, gozaban dunha mínima protección (Paül et al., 2015). Cara finais da década de 1990 apenas estaba protexido o 2 % do territorio galego, e non sería ata a implantación da normativa europea, a través da Rede Natura 2000, cando dita superficie comezase a aumentar notablemente ata acadar preto do 12 % do territorio no cambio de século, Con todo, en Galicia apenas se lle concedeu importancia ás iniciativas de conservación ata datas recentes, e non se promulgou unha lei propia de conservación da natureza ata o ano 2001, a pesar de que xa asumira as competencias en materia ambiental no ano 1984 (Cabalar et al., 2016; Del Río-Franqueira, 2018; Paül et al., 2015; de Uña-Álvarez, 2007). Será a partir do ano 2001 cando Galicia posúa unha política máis ou menos sólida de protección da natureza, ao contar cunha lei que permite desenvolvela con bases coherentes (Cabalar et al., 2016). Porén, Paül et al. (2015) suxiren que as declaracións de ENP son principalmente un produto político e non tanto dunha política de protección coherente. A implantación das Directivas "Aves" e "Hábitat" supuxo un revulsivo para os espazos naturais galegos, xa que a meirande parte da superficie actualmente protexida débese á normativa da Unión Europea (Paül et al., 2015). Nesta liña Cabalar et al. (2016) afirman que foi a obrigación de implantar a Rede Natura 2000, que se pode considerar como unha imposición externa, a que en realidade colocou o nivel de superficie protexido en Galicia en cifras aceptables, e non tanto unha decisión interna que optase voluntariamente por ampliar a superficie baixo protección. Como consecuencia, a gran maioría dos ENP galegos forman parte da Rede Natura 2000, e son xestionados de forma xenérica ao amparo do Plan Director

para a Rede Natura 2000 de Galicia (*Decreto 37/2014, do 27 de marzo, polo que se declaran zonas especiais de conservación os lugares de importancia comunitaria de Galicia e se aproba o Plan director da Rede Natura 2000 de Galicia*).

4.1.1.2 A xestión dos espazos naturais protexidos

Na actualidade a *Lei 5/2019, do 2 de agosto, do patrimonio natural e da biodiversidade de Galicia* é a norma básica sobre a declaración, xestión e planificación dos ENP de Galicia. No seu artigo 22 recolle as categorías de espazos naturais protexidos, en funcións dos bens e valores que se deban protexer e dos obxectivos de xestión a cumprir. Diferenciando entre a) reserva natural, b) parque, c) monumento natural, d) zona húmida protexida, e) paisaxe protexida, f) espazo protexido Rede Natura 2000, g) espazo natural de interese local e h) espazo privado de interese natural.

A xestión dos ENP é unha tarefa de enorme dificultade debido a complexa e singular realidade de cada espazo protexido. A pesares do variado da súa natureza, os ENP consuman un conxunto de finalidades, que segundo Tolón & Lastra (2008) pódense agrupar en cinco categorías ou funcións: protección e conservación do medio biofísico e cultural, científica e de investigación, educativa, recreativa e socioeconómica. Sendo a función protectora a máis importante que deben desempeñar os ENP que alberguen elementos e recursos naturais que precisen unha especial protección. En ocasións existen problemas de compatibilidade entre a conservación dun espazo e ás actividades socioeconómicas que alí se desenvolven (Del Río-Franqueira, 2018; Penas, 1997; Flores, 2008), coma o turismo ou as actividades extractivas. Ante esta problemática xorde a necesidade de levar a cabo medidas para a xestión e a planificación destes espazos. A *Lei 5/2019, do 2 de agosto, do patrimonio natural e da biodiversidade de Galicia* recolle 4 instrumentos de planificación para os ENP:

- Plans de Ordenación dos Recursos Naturais (PORN). Establecen o marco dentro do que deben operar, non só o resto dos instrumentos de planificación, senón tamén a ordenación urbanística e o desenvolvemento de actividades sectoriais. Teñen carácter previo á declaración do ENP. Fronte ao resto de instrumentos de planificación, o PORN asume unha posición de preponderancia.

- Plans reitores de uso e de xestión (PRUX). Son os instrumentos de planificación da xestión dos parques e das reservas naturais, onde se regula o funcionamento xeral e se desenvolven os contidos recollido no PORN, establecendo as directrices de actuación.

- Plans de xestión. Son os instrumentos de planificación dos monumentos naturais, das zonas húmidas protexidas, das paisaxes protexidas e dos espazos protexidos Rede Natura 2000. Establecerán o réxime de usos e de actividades permisibles e as limitacións que se consideren necesarias para a conservación destes espazos, así como as medidas para a protección dos hábitats e das especies.

- Normas de xestión e de conservación. Son instrumentos de planificación dos espazos naturais de interese local e dos espazos privados de interese natural. Establecerán o réxime de usos e de actividades permisibles e as limitacións que se consideren necesarias para a conservación destes espazos.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.1.2 XESTIÓN DE ESPAZOS COSTEIROS

Os sistemas costeiros son medios altamente dinámicos que contan cunha gran variedade de hábitats, moitos dos cales foron destruídos ou modificados pola acción humana. Os fenómenos presentes nos espazos costeiros son singulares dende os puntos de vista físico, natural, social, económico, xurídico e administrativo. Por iso, a costa debe ser considerada un espazo xeográfico tan singular como outros (rural, urbano, de montaña etc.) aos que se ten dedicado especial atención para a súa correcta planificación e xestión (Barragán, 2003, 2004, 2014). Ante a complexidade e singularidade dos procesos e das dinámicas costeiras, aparece a Xestión Integrada de Áreas Litorais ou Xestión Integrada de Zonas Costeiras (XIZC), segundo se aplique a definición dos conceptos de costa e litoral. Independentemente da cuestión conceptual, considérase unha ferramenta destinada á xestión de intereses diverxentes na interface terra-mar (Warnken & Mosadeghi, 2018). A XIZC é definida como unha disciplina técnico-científica, de carácter aplicado e holístico, ao servizo da política pública e que está dirixida ao desenvolvemento socioeconómico, pero que ao mesmo tempo pretende conservar os recursos naturais e culturais (Cicin-Sain et al., 1998; Barragán, 2003; 2014; Karnauskaitė et al., 2018). Sendo actualmente o modelo que ofrece máis consenso para reverter as tendencias negativas dos espazos marítimo-costeiros, ao integrar os aspectos ambientais, económicos e sociais (Denis & Henocque, 2001; García-Sanabria et al, 2011).

O sentido unitario que debe ter o estudo das zonas costeiras non impide definir subsistemas ben delimitados, aínda que interdependentes. Barragán (2004) diferencia tres subsistemas: o subsistema físico e natural, o social, e o xurídico e administrativo. Ademais destes tres, os estudos deben ter en conta os impactos, a problemática e as necesidades, que son aspectos de suma importancia á hora de valorar un modelo de xestión. Entre os elementos máis vulnerables dos espazos costeiros están os sistemas praia-duna, que son morfoloxías naturais sometidas a unha gran presión humana e ambiental, sendo a erosión e a redución do seu valor paisaxístico e ecolóxico as principais ameazas (Cajade-Pascual et al., 2019b; Fraga & Martín-Prieto, 2012; García-Lozano et al., 2017; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Syvitski et al., 2022). Debido á súa importancia económica e social, a xestión destes espazos está orientada principalmente a garantir a satisfacción do usuario, mentres as funcións naturais e de protección permanecen nun segundo plano, favorecendo os procesos dexenerativos dos mesmos.

4.1.3 O CONCEPTO DE XEODIVERSIDADE

O termo *xeodiversidade* nace na primeira metade do séculos XX, pero cuxo significado facía referencia á diversidade paisaxística e cultural dun territorio dende o punto de vista das sociedades que nel habitaban (Serrano Cañadas & Ruiz Flaño, 2007). A súa concepción actual establécese a finais da década de 1990, como análogo ao termo *biodiversidade*, ao facerse patente a necesidade dun concepto que englobe os elementos abióticos do medio natural. Orixínase, polo tanto, como contraposición e complemento á diversidade biolóxica (biodiversidade), que acadou unha importante difusión despois do Cumio da Terra celebrado en Río de Janeiro en 1992 (Brilha et al., 2018; Carcavilla et al., 2008; Serrano Cañadas & Ruiz Flaño, 2007 Zwoliński et al., 2018). Baixo esta premisa, as primeiras concepcións asumen o concepto de xeodiversidade como sinónimo de diversidade xeolóxica (*e.g*. Johansson et al., 1999). Posteriormente téñense desenvolto enfoques conceptuais máis amplos e integradores, onde se integran diferentes aspectos abióticos (Brilha et al., 2018; Serrano Cañadas & Ruiz Flaño, 2007). Neste senso Gray (2004) define a xeodiversidade como o

rango natural de diversidade de trazos xeolóxicos, xeomorfolóxicos e edáficos, incluíndo as súas relacións, propiedades, interpretacións e sistemas. A xeodiversidade pode ser considera un valor patrimonial en si mesma, constituíndo un recurso paisaxístico que debe ser preservado e protexido (Carcavilla et al., 2008; Costa-Casais et al., 2015). A valoración dos elementos xeomorfolóxicos nos ENP de España foi desigual ao longo da historia, que segundo González-Trueba & Cañadas (2008) pódese dividir en catro etapas. Nunha primeira fase (1916-1936), de carácter "conservacionista", priman a monumentalidade e os elementos xeomorfolóxicos á hora de declarar novos ENP. Posteriormente, aproximadamente ata a década de 1980, estes elementos pasan a un segundo plano, e son os aspectos ecolóxicos os que teñen un papel preponderante na implantación e xestión de espazos naturais. De feito, en España créanse ENP nos que prima a existencia de ecosistemas relevantes, pero onde tamén están presentes procesos e elementos xeomorfolóxicos sobresaíntes, como as dunas e barras litorais de Doñana, aos que se lle presta unha escasa atención na xestión. A partir da década de 1990, iniciase unha nova concepción da xestión de ENP marcada pola compatibilidade destes espazos cun desenvolvemento sustentable e a valoración das paisaxes. Con todo, ENP de gran valor xeomorfolóxico, seleccionados con criterios derivados da súa morfoloxía, son xustificados e declarados polos seus valores biolóxicos, apoiados nas normativas europeas que establece prioridades ao redor de especies, ecosistemas ou hábitats, pero non en aspectos abióticos. Só en épocas moi recentes, valórase de novo os aspectos xeomorfolóxicos, en parte polo estreito vínculo que gardan estes elementos coa paisaxe (Urquí, 2014).

Para González-Trueba & Cañadas (2008) a conservación e o estudo dos valores xeomorfolóxicos dos ENP pode abordarse desde dúas ópticas. A primeira como soporte estrutural dos hábitats, ecosistemas ou da paisaxe, onde apenas se teñen presente os elementos xeomorfolóxicos como valores a conservar, investigar e xestionar. Un segundo enfoque, complementario ao anterior, contempla os elementos xeomorfolóxicos como valores esenciais do medio natural, constituíntes das características paisaxísticas da área protexida. Esta visión implica a necesidade de inventariar, conservar, xestionar e poñer en valor os elementos xeomorfolóxicos. Nese senso, Carcavilla et al. (2008) engaden o seu interese como elementos estruturais e funcionais do sistema natural, os seus contidos sociais e o potencial valor económico (como recurso natural ou sociocultural), posibilitando que poidan ser contemplados como recursos patrimoniais con capacidade dinamizadora. Mentres que desde o ámbito científico xérase abundante e variado coñecemento que xustifica o recoñecemento de elementos xeomorfolóxicos, a administración e a cidadanía non aprecian o seu valor, á vez que o papel dos procesos xeomorfolóxicos na paisaxe apenas teñen transcendencia para unha gran parte da sociedade (Brilha et al., 2018; Costa-Casais et al., 2021; Zwoliński et al., 2018).

Como exemplo dos elementos que compoñen xeodiversidade dun sector da costa pódense incluír toda un serie de xeoformas costeiras, que son reflexo tanto da configuración do sector como da súa evolución. Un dos trazos distintivos da paisaxe costeira de Galicia é o gran número de depósitos que fosilizan as morfoloxías cuaternarias e que na actualidade funcionan como cantís sedimentarios activos (Costa-Casais 2001; Costa-Casais et al., 2021). Ademais son auténticos arquivos do pasado, cuxas propiedades permiten interpretar os cambios ambientais do pasado polo que deben ser considerados elementos patrimoniais (Cajade-Pascual et al., 2021b; Costa-Casais & Caetano Alves, 2012; Costa-Casais et al., 2008a, 2021).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.2 METODOLOXÍA

A elevada complexidade da xestión dun espazo singular como é Areoso, implica a necesidade de realizar un estudo de carácter holístico e transversal. Primeiramente, realizouse unha recompilación de información sobre a área de estudo, coa fin de identificar problemáticas e aspectos de interese que deberan ser abordados. Nesta fase tamén foron definidos os actores territoriais que serían consultados: administración local, Dirección Xeral de Patrimonio Natural, Dirección Xeral de Patrimonio Cultural, equipo de arqueólogos responsables das últimas actuacións no illote, confraría de pescadores, empresas dedicas a explotación turística do illote e un colectivo en defensa do patrimonio local da Illa de Arousa. Unha vez determinados os aspectos susceptibles de ser analizados, iniciouse unha segunda fase da investigación, centrada na realización das entrevistas aos actores territoriais e á poboación arousá.

4.2.1 ENTREVISTAS

Para poder coñecer a realidade do illote, realizáronse entrevistas aos diferentes actores territoriais identificados. En referencia á investigación sobre xestión de espazos naturais costeiros, Denis & Henocque (2001) sinalan que o obxectivo das entrevistas non se debe circunscribir unicamente a cuestión ambientais ou do medio natural, senón que tamén debe concernir aspectos sociais e culturais, coma usos e costumes, a historia local, ás actividades económicas e as institucións. A realización das entrevistas baseouse nas directrices de entrevista semi-estruturada propostas por Mayán (2001) e Tonon (2009), cuxo fin é o de colleitar datos dos individuos participantes a través dun conxunto de preguntas abertas, formuladas nunha orde específica. En contraste coa entrevista non estruturada, a entrevista semi-estruturada enfócase sobre unha serie de preguntas que o investigador realiza a cada participante. Esta entrevista emprégase cando o investigador ten un coñecemento previo do obxecto de estudo, pero non o suficiente como para responder ás preguntas que se formulan. Aínda que a entrevista realízase nunha orde determinada, os participantes poden responder libremente, en contraste con un cuestionario pechado. O investigador prepara as preguntas con antelación ás entrevistas, en base ao proceso de documentación previa. Estas deben ser abertas e, na medida do posible, o seu número será mínimo, para evitar interromper o fluxo da entrevista. Deben ser claras e neutrais (non capciosas), estar ordenadas loxicamente e dirixirse só cara a un tema ou obxectivo.

4.2.1.1 Actores territoriais

Realizouse unha entrevista por cada un dos sete actores territoriais determinados (non se facilita información persoal por motivos de confidencialidade), con duracións comprendidas entre 1 e 3 horas. As entrevistas contaban cunha serie de cuestións xenéricas relacionadas coa realidade e a xestión de Areoso. Porén, a maioría das preguntas abordaban aspectos específicos baseados na vinculación da persoa entrevistada co illote, permitindo afondar e mellorar a información obtida. No eido do patrimonio arqueolóxico, entrevistouse a dous arqueólogos directamente vencellados ao illote, como son a Directora de Escavación e redactora do Proxecto de Actuación da mámoa 4 de Areoso, e o representante da empresa adxudicataria da actuación. Tamén se entrevistou ao arqueólogo encargado do illote dentro do Servizo de Arqueoloxía da Dirección Xeral do Patrimonio Cultural, permitindo valorar o

punto de vista da administración. No caso da Dirección Xeral do Patrimonio Natural (en diante DXPN), consultouse ao técnico do Servizo Provincial de Conservación da Natureza encargado dos espazos costeiros da Rede Natura 2000 de Pontevedra, e polo tanto, responsable do Areoso dentro da DXPN. Por parte da administración local (Concello da Illa de Arousa) entrevistouse á Concelleira de Medio Ambiente. De entre as empresas turísticas que ofrecen a visita ao illote, seleccionouse a que garda maior vinculación co illote en canto ao número de usuarios e antigüidade de prestación do servizo. En representación da Confraría de Pescadores da Illa de Arousa entrevistouse ao Patrón Maior. A derradeira entrevista correspondeu a un colectivo en defensa do patrimonio local da Illa de Arousa, por ser un dos principais grupos de presión que levan actuando en prol da defensa do illote, que ademais son grandes coñecedores deste espazo e entre os seus compoñentes atópanse dous traballadores municipais e un ex-Patrón Maior da Confraría.

4.2.1.2 Poboación local

Ademais da opinión dos actores territoriais, tamén resultaba de interese coñecer a opinión da poboación local, polo que se realizaron entrevistas (Anexo I. Cuestionario 1) semi-estruturadas de menor extensión (duración media 10-15 minutos), pero permitindo que os entrevistados se alongasen todo o que considerasen oportuno. O traballo de campo levouse a cabo en diferentes xornadas entre os anos 2018 e 2019. En total realizáronse 61 entrevistas a veciños e veciñas da Illa de Arousa, coa relación de sexo e idade mostrada na Táboa 9, co obxectivo de analizar, se procede, cambios xeracionais na percepción do illote.

Táboa 9: Relación de veciños entrevistados segundo sexo e idade.

Idade (anos)	<18	18-40	41-65	>65
Mulleres	3	12	6	7
Homes	4	8	6	15

Para definir a mostra de entrevistados empregouse o método de mostraxe cuantitativa aleatoria, que segundo Mayán (2001) está baseado na probabilidade e o tamaño da poboación. O investigador debe traballar sobre mostras grandes, seleccionando ao azar aos entrevistados, permitindo que calquera membro da poboación teña oportunidade de participar. O uso dun cuestionario presupón que o investigador coñece as preguntas e sabe o suficiente acerca do tema para ser capaz de desenvolver o cuestionario. O obxectivo deste método é xeneralizar a visión da poboación seleccionada. Ao contrario que no caso dos actores territoriais, as entrevistas non foron gravadas, seguindo as recomendacións de Taylor & Bogdan (1987) que desaconsellan a súa gravación, xa que poden producir un efecto molesto para as persoas, podendo coartar as súas respostas. Porén, no caso dos actores territoriais, esta incidencia foi considerada menor, polo que si foron gravadas. Unha vez realizadas as entrevistas procedeuse ao análise do seu contido, cuxo primeiro paso consiste na codificación dos datos para a súa posterior interpretación. A información cualitativa pódese confrontar con outro tipo de datos colleitados, permitindo lograr coincidencias ou contradicións, que precisará dunha indagación posterior por parte do investigador para tentar esclarecelas (Mayán, 2001).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.2.1.3 Docentes de Educación Secundaria Obrigatoria

Para analizar o potencial didáctico e o papel da educación na xestión de espazos naturais entrevistáronse a sete docentes do centro de educación secundaria local (IES Illa de Arousa). Ademais de ser o único Instituto de Educación Secundaria (IES) localizado no concello da Illa de Arousa, a elección de centro e do profesorado xustifícase pola realización, previamente ás entrevistas, dun proxecto interdisciplinar de actividades para a posta en valor de Areoso, destinadas a alumnado de 1º e 2º da ESO (Educación Secundaria Obrigatoria). Só un dos docentes (D7) que conforma a mostra, non participara no proxecto. Os entrevistados presentan diferentes perfís profesionais (Táboa 10). O traballo de campo levouse a cabo en tres xornadas (maio de 2019). Entrevistouse a cada docente de forma individual nunha sala do centro, con duracións aproximadas de 25-35 minutos. As entrevistas, de tipo semi-estruturado, deseñáronse e realizaronse seguindo tres bloques temáticos (Anexo I. Cuestionario 2): 1) Coñecemento físico-xeográfico e apreciación patrimonial do illote; 2) Presenza deste espazo na súa práctica didáctica; 3) Valoración de futuras actuacións educativas innovadoras. Cada un destes bloques configurouse mediante unha serie de preguntas con opcións de resposta predefinidas, permitindo así a obtención de datos de natureza cuantitativa, que se poden analizar de forma complementaria con outros de carácter cualitativo derivados das ideas libremente expresadas polo profesorado entrevistado.

Táboa 10: Relación de docentes entrevistados e perfil profesional.

Docente	Formación académica (Licenciatura)	Materias que imparte	Anos de experiencia	Procedencia
D1	L. Matemáticas	Matemáticas	10	Vilagarcía de Arousa
D2	L. Bioloxía e Ciencias Ambientais	Bioloxía e Xeoloxía	18	Santiago de Compostela
D3	L. Xeografía e Historia	Xeografía e Historia	19	Caldas de Reis
D4	L. Filoloxía Galega e Hispánicas	Lingua Galega	18	Padrón
D5	L. Bioloxía	Bioloxía e Xeoloxía	14	Rianxo
D6	L. Filoloxía Galega e Hispánicas	Lingua Galega	18	A Estrada
D7	L. Historia	Xeografía e Historia	31	Ribeira

4.2.3 CARACTERIZACIÓN DOS VISITANTES

Ademais dos resultados das entrevistas realizadas, tamén se integraron tres fontes de datos para estimar e caracterizar o perfil dos visitantes de Areoso. Primeiramente, analízanse os datos de visitantes recollidos durante as charlas informativas realizadas polo equipo de arqueólogos no propio illote durante a escavación da mámoa 4, entre o 17 de xullo e o 11 de setembro de 2017. A segunda fonte de datos son as estatísticas oficias de visitantes, facilitados pola Xefatura Territorial da Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Vivenda de Pontevedra, obtidos a través do procedemento de reserva previa, obrigatorio para visitar o illote dende a entrada en vigor das normas relativas ao uso público e a actividades recreativas nos Guidoiros e na illa de Rúa (*Orde do 27 de xuño de 2023*). Os datos abarcan dende o a súa entrada en vigor, o 4 de xullo, ata o 21 de novembro de 2023. Por último, tamén se realizou unha contabilización esporádica dos visitantes durante as xornadas de traballo de campo no illote (período 2017-2022).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.3 ASPECTOS ADMINISTRATIVOS E LEXISLATIVOS

O illote é de propiedade municipal, pero a xestión é responsabilidade da administración autonómica, ao posuír as competencia en materia de medio ambiente e ordenación do territorio. A nivel urbanístico, o illote está catalogado como "Solo Rústico Protexido Histórico-Artístico", segundo o Plan Xeral de Ordenación Municipal (PXOM) do concello da Illa de Arousa, en vigor dende o ano 2002. No Plan de Ordenación do Litoral de Galicia (POL) o Areoso aparece encadrado na unidade paisaxística: "Illa de Arousa e Arquipélago de Rúa e Os Guidoiros"; onde apenas se refire ao illote máis alá de polos seus restos arqueolóxicos, a pesares que na cartografía sitúaos incorrectamente. Aparte da normativa xeral e a sectorial que se aplican aos espazos costeiros como a *Ley 22/1988, de 28 de julio, de Costas* ou a *Lei 4/2023, do 6 de xullo, de ordenación e xestión integrada do litoral de Galicia* (actualmente en suspensión parcial polo Tribunal Constitucional), e dos instrumentos de ordenación do territorio como as Directrices de Ordenación do Territorio de Galicia (*Decreto 19/2011*) ou o Plan de Ordenación do Litoral de Galicia (Decreto 20/2011), o illote está regulado polo Plan Director da Rede Natura 2000 de Galicia (Decreto 37/2014) e, dende xullo de 2023, pola *ORDE do 27 de xuño de 2023 pola que se establecen as normas relativas ao uso público e a actividades recreativas nos illotes dos Guidoiros e illa de Rúa.*

4.3.1 FIGURAS DE PROTECCIÓN

O illote Areoso está declarado Espazo Natural Protexido (ENP), contando na actualidade con tres figuras de protección:

- Zona de Especial Protección para as Aves (ZEPA): Complexo intermareal Umia-O Grove, A Lanzada, punta Carreirón e lagoa Bodeira (Es0000087). Declaración inicial en 1995 (*Decreto 157/1995, do 3 de xuño, polo que se inclúen as zonas denominadas Umia-O Grove, A Lanzada, Lagoa Bodeira e Punta Carreirón, Ría de Ortigueira, Lago e Arenal de Valdoviño e Ría do Eo, no rexistro xeral de Espazos Naturais de Galicia*). Conta cunha superficie de 2813 ha.

- Zona de Especial Conservación (ZEC): Complexo Ons - O Grove (Es1140004). Declarado inicialmente coma Lugar de Interese Comunitario (LIC) en 2004, cunha superficie de 7608 ha. A súa conversión a ZEC foi no 2014, ao amparo do *Decreto 37/2014, do 27 de marzo, polo que se declaran zonas especiais de conservación os lugares de importancia comunitaria de Galicia e se aproba o Plan director da Rede Natura 2000 de Galicia.*

- Zona de Especial Protección dos Valores Naturais (ZEPVN): Complexo Ons - O Grove. Declarado en 2004 (*Decreto 72/2004, do 2 de abril, polo que se declaran determinados Espazos como Zonas de Especial Protección dos Valores Naturais*)

As dúas figuras de protección (ZEC e ZEPA) intégranse na Rede Natura 2000, mentres que a ZEPVN é unha figura propia da lexislación galega que integra todos os espazos da Rede Natura 2000 ou que son propostos para a súa inclusión. As tres figuras réxense polo Plan Director da Rede Natura 2000 de Galicia (PDRN2000) (*Decreto 37/2014, do 27 de marzo*), cuxa función é a de regular o uso e réxime de actividades nos ENP que forman parte da Rede Natura 2000. As medidas do PDRN2000 teñen un carácter xenérico, e non sempre son

USC DE COMPOSTELA

suficientes para abordar a problemática de cada espazo. No caso do Areoso, non foi incluído na categoría (zonificación) dedicada a espazos cun valor de conservación moi alto (Zona 1: Área de protección). Os Guidoiros está clasificado como Zona 2: Área de conservación, reservada para os espazos cun valor de conservación medio-alto. Aínda que o PDRN2000 non é moi específico, unha das diferenzas entre ambas categorías radica en que nos espazos catalogados como Zona 2 si están permitidos usos non-tradicionais regulados, namentres na Zona 1 só estarán permitidos os usos tradicionais. Esta condición levou ao concello da Illa de Arousa a presentar varias alegacións ao Plan Director, entendendo que Os Guidoiros deberían ter o tratamento de Zona 1, pero que a Xunta desestimou. Preguntado por esta cuestión, o Responsable da Rede Natura 2000 da DXPN afirma que non entende como o Areoso non foi clasificado na Zona 1, xa que cumpre os criterios para ter a máxima protección, e indica que a cartografía e zonificación partiu dende o Ministerio.

4.3.2 ADECUACIÓN ÁS FIGURAS DE PROTECCIÓN

Non é obxectivo da presente investigación analizar a adecuación do illote Areoso ou dos Guidoiros no seu conxunto, ás diferentes figuras de protección recollidas na lexislación vixente. Porén si resulta de interese ofrecer unha breve valoración sobre as posibilidades, *a priori*, máis axeitadas para o Areoso. A primeira opción a valorada sería manter as actuais figuras de protección, é dicir, limitarse á Rede Natura 2000. Ante esta posibilidade o técnico da DXPN valorou como suficientes as figuras de protección actuais, sempre e cando haxa medios económicos e humanos para levar a cabo as actuacións recollidas na normativa. Agora ben, indica que as normas de protección xenéricas non son suficientes para o caso do illote, polo que é preciso un modelo de xestión propio. O resto dos actores territoriais entrevistados son críticos coa situación previa á entrada en vigor da orde polo que se establecen as normas relativas ao uso público dos Guidoiros (*ORDE do 27 de xuño de 2023*), polo que nun futuro deberase valorar o impacto da aplicación deste plan de xestión.

Dado o carácter insular do illote e a súa localización na ría de Arousa, non resulta estraño que unha das opcións a barallar sexa a súa incorporación ao Parque Nacional das Illas Atlánticas de Galicia. A opinión dos actores territoriais é bastante escéptica ao respecto de que a situación mellorase ao ser incluído no Parque Nacional, máis aínda en vista da dificultade de xestión á que están sometidos os arquipélagos que o conforman. Ademais a confraría mantería unha posición contraria, xa que o marisqueo está moi limitado dentro do Parque Nacional e tendo en conta a importancia do marisqueo para a poboación arousá, isto podería levar a unha forte contestación social, dificultando aínda máis a súa xestión. Neste senso tamén se debe ter presente a problemática legal, pois a lexislación vixente en materia de Parques Nacionais (*Ley 30/2014, de 3 de diciembre, de Parques Nacionales*) indica como requisito para declarar ou ampliar un Parque Nacional que este:

"*Terá unha superficie continua, non fragmentada e sen estrangulamentos, suficiente como para permitir que se manteñan as súas características físicas e biolóxicas e asegúrese o funcionamento dos procesos naturais presentes*" (Art. 6.1. *Ley 30/2014*)

Tendo en conta a realidade xeográfica do PN das Illas Atlánticas de Galicia, dificilmente se poderá ampliar ata acadar unha superficie continúa que abranga todos os arquipélagos incluídos. Unha opción máis extrema sería declarar o illote Reserva Natural, polo que quedaría prohibido calquera tipo de aproveitamento e restrinxiríase o acceso público,

permitindo así que o sistema tivese a mínima intervención exterior posible, salvo actuacións relacionadas coa conservación, xestión e, se é o caso, investigación. Aínda que as condicións de Areoso poderían xustificar a súa declaración como Reserva Natural, os efectos que tería sobre o uso público e a actividade económica, levarían con toda probabilidade á unha forte oposición de case todos os sectores sociais da Illa de Arousa, ademais existen outras posibilidades menos restritivas que procuran un equilibrio entre o uso e a conservación. Unha opción máis realista semella a figura do Monumento Natural, que segundo recolle *Lei 5/2019, do 2 de agosto, do patrimonio natural e da biodiversidade de Galicia*, esta enfocada en:

"*espazos ou elementos da natureza constituídos basicamente por formacións de notoria singularidade, rareza ou beleza, que merecen ser obxecto dunha protección especial* (...) *estará limitado con carácter xeral a explotación dos recursos, agás cando esta explotación sexa plenamente coherente coa conservación dos valores que se pretenden protexer, conforme o establecido nas súas normas de declaración ou xestión, ou naqueles casos en que, por razóns de investigación ou conservación ou por se tratar de actividades económicas compatibles cun mínimo impacto e que contribúan ao benestar socioeconómico ou da poboación* " (Art. 25. *Lei 5/2019*).

Outro aspecto importante que recolle a lei é a creación do "Inventario galego de lugares de interese xeomorfolóxico", onde se incluirán todos os espazos declarados Monumentos Naturais de carácter xeomorfolóxico.

4.3.3 NORMAS RELATIVAS AO USO PÚBLICO DOS GUIDOIROS

O 3 de xullo de 2023 publicábase no Diario Oficial de Galicia (DOG) a *ORDE do 27 de xuño de 2023 pola que se establecen as normas relativas ao uso público e a actividades recreativas nos illotes dos Guidoiros e illa de Rúa*. Esta norma, con rango de Orde, convertíase no primeiro modelo de xestión destinado á ordenar o uso público e as actividades recreativas no illote Areoso e no Pedregoso (5,6 ha), ademais da illa de Rúa (4 ha), situada a 1,8 km ao ONO de Pedregoso, e pertencendo administrativamente ao concello de Ribeira (A Coruña). Con todo, as medidas que inclúe están centradas na problemática de Areoso. O artigo 2 recolle as actividades permitidas, autorizables e prohibidas, sempre e cando non supoñan unha alteración significativa do medio.

- Actividades permitidas: o tránsito a pé polas sendas e áreas autorizadas, o mergullo recreativo en apnea, o baño e a natación, a pesca recreativa e o acceso aos illotes de Pedregoso e Rúa fóra da época de cría das aves, que se estende dende xullo (agosto no caso do Pedregoso) ata o mes de febreiro en ambos casos.
- Actividades autorizables: inclúen o acceso, fondeo e atracada en Areoso, actividades recreativas e culturais, probas deportivas (vela, nado, etc.), o mergullo recreativo e deportivo con equipos autónomos e actividades comerciais do espazo (gravacións, filmacións, fotografía, etc.).
- Actividades prohibidas: pernoctar ou acampar, o acceso aos illotes ou sectores delimitados durante a época de cría, o depósito de lixo, a realización de actividades deportivas sen autorización, a caza e a pesca recreativa (200 m arredor de Areoso), circulación con vehículos con motor ou bicicletas, recolección de espécimes ou mostras biolóxicas, a chegada de animais ou plantas por parte dos

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

visitantes (salvo cans guías ou de rescate), botellón, uso do lume e a utilización de equipos de son que alteren a tranquilidade no espazo.

O artigo 3 aborda a capacidade de carga e a regulación da visita ao Areoso, diferenciando entre tempada alta (do 15 de maio ata o 30 de setembro e Semana Santa), e tempada baixa (resto de períodos). A capacidade de carga distribúese en tres quendas diarias: dende o amencer ata as 13 h, entre as 13 h e as 17 h e finalmente dende as 17 h ata o solpor.

- Tempada alta (por quenda): Ata 20 fondeos (acceso ao illote mediante embarcacións auxiliares). Máximo de 10 atraques por embarcación con motor e 12 sen motor. Máximo de 50 visitantes, preferiblemente visitas guiadas en grupos de ata 20 persoas.
- Tempada baixa (por quenda): Ata 10 fondeos, 5 atraques no medio litoral (2 con moto e 3 sen motor). Máximo de 20 visitantes, preferiblemente en grupos guiados de ata 5 persoas.

Para solicitar á visita ao illote, a Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Vivenda habilitou un portal web (https://areoso.xunta.gal/areoso/iniciarReserva) para poder realizar as solicitudes en liña, indicando data, quenda, e datos dos interesados.

4.4 PATRIMONIO NATURAL

O patrimonio natural dun territorio implica unha ampla visión sobre aspectos bióticos e abióticos, constituíndo ademais, a mellor sinal do estado de conservación dun ENP (Dóniz-Páez, 2009). A *Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad* define o patrimonio natural coma un "conxunto de bens e recursos da natureza fonte de diversidade biolóxica e xeolóxica, que teñen un relevante valor ambiental, paisaxístico, científico ou cultural". A pesar do recollido na lexislación vixente, ao referirnos aos valores naturais, o ideario tradicional céntrase en factores tanxibles coma os ecolóxicos, e en factores cun maior grao de intanxibilidade como son os paisaxísticos. Non obstante, existen outros aspectos, *a priori*, de menor implantación na visión popular, pero de igual ou maior transcendencia, vulnerabilidade ou representatividade dun espazo natural, como a xeodiversidade, onde se inclúen aspectos litolóxicos, tectónicos, xeomorfolóxicos ou edáficos. Non se pode obviar o feito de que o patrimonio xeolóxico e xeomorfolóxico presenta unhas particularidades propias, que condicionan a súa xestión e conservación como parte do patrimonio natural (Carcavilla et al., 2008; Urquí, 2014).

4.4.1 XEODIVERSIDADE

A pesar do seu reducido tamaño, Areoso fai gala dunha salientable xeodiversidade, representada por aspectos xeomorfolóxicos coma a súa configuración e morfodinámica, e xeoformas coma os depósitos edafo-sedimentarios, ofrecendo unha serie de valores naturais máis alá da fauna, da flora e da paisaxe. A xeodiversidade constitúe un recurso paisaxístico que debe ser preservado e protexido (Costa-Casais et al., 2015). As formacións dunares foron tradicionalmente menosprezadas e percibidas como espazos improdutivos salvo para a extracción de áridos, o que as levou a unha drástica diminución e degradación ao longo de

todo o continente europeo (García-Lozano et al., 2017). O singular comportamento morfodinámico é un aspecto básico á hora de entender a configuración do illote (Figura 99), que destaca polo contraste entre as costas rochosas do sur e o alongado sistema praia-duna do norte, dando lugar a unha das paisaxes costeiras máis espectaculares da costa galega, ademais de conformar un hábitat de elevado valor ecolóxico.

Figura 99: Xeoformas sedimentarias de Areoso. a) A singular configuración da frecha sedimentaria de Areoso constitúe unha das paisaxes máis espectaculares da costa galega (Imaxe obtida de Turismo de Galicia). b) Detalle dun depósito edafo-sedimentario durante a escavación da mámoa 4 (Imaxe cedida por Patricia Mañana Borrazás).

Os sistemas praia-duna desempeñan unha gran variedade de funcións, como a de protección fronte á erosión ou de soporte dun hábitat singular. Menos coñecida é o seu valor como rexistro do pasado e da evolución da Terra, outorgando ao patrimonio natural unha cuarta dimensión: o tempo (Urquí, 2014). Entre as xeoformas presentes en Areoso, débese destacar o elevado interese científico e didáctico dos depósitos edafo-sedimentarios holocenos, que deben ser considerados como auténticos arquivos do pasado (Figura 99). No contexto actual de subida do nivel do mar, estas morfoloxías de acumulación cuaternarias ofrecen unha valiosa información (xeomorfolóxica, estratigráfica, sedimentolóxica, pedolóxica, etc.) sobre os cambios ambientais e a adaptación dos sistemas costeiros no pasado, polo que é preciso promover a súa posta en valor e conservación (Cajade-Pascual et al., 2021b; Costa-Casais et al., 2021). Os procesos e as condicións que os xeraron poden estar inactivas ou ser diferentes as actuais, polo que o seu interese non é tanto polo que son no presente, como polo que foron no pasado (Urquí, 2014). No caso dos depósitos de Areoso, o seu estudo permitiu interpretar os cambios do nivel do mar dende o Holoceno Medio, fixando o momento onde o mar tería acadado unha posición similar á actual. A erosión e o impacto antrópico ameazan coa destrución destas xeoformas, que ademais do seu valor científico e patrimonial, desenvolven un papel clave na estabilidade do sistema, do hábitat e a conservación das estruturas arqueolóxicas.

Ademais das morfoloxías sedimentarias, Areoso é un excelente exemplo de morfoloxías graníticas costeiras, características da costa atlántica galega. Identifícanse un variado conxunto de xeoformas resultado dos procesos de erosión e alteración, seguindo as liñas de fracturación e diaclasación (Cajade-Pascual et al., 2019b, 2021b). As xeoformas graníticas clasifícanse segundo o seu tamaño en macroformas ou microformas (Costa-Casais et al., 2015; Vidal-Romaní, 1989). Entre as macroformas atópanse as laxes, que son superficies de aspecto pulido cun denso sistema de fracturas; as pedras cabaleiras (Figura 100), formadas

pola erosión diferencial do material entre dous bloques e a súa posterior eliminación (Pedraza, 1996); e tamén se aprecian exemplos de formas acasteladas (*castle-kopje*), que son xeoformas convexas degradadas determinadas por sistemas de descontinuidades ortogonais (Vidal-Romaní, 1989), pero que no caso do illote aparecen cun elevado grao de desmantelamento. Entre as microformas, destacan as cacholas ou *tafonis*, que son cavidades ou ocos formados por procesos de desagregación da rocha, probablemente relacionados coa haloclástia. Outras microformas moi comúns son as pías ou *gnammas*, definidas como formas graníticas cóncavas sobre superficies pouco ou nada inclinadas (Mayor Rodríguez, 2011), aparecen tanto de tipoloxía "pechada" como "aberta", cuxa diferenza radica na presenza ou non dunha canle de desaugue. Por último, mencionase a presenza de formas acanaladas, resultado da alteración diferencial en bloques graníticos (Vidal-Romaní, 1989).

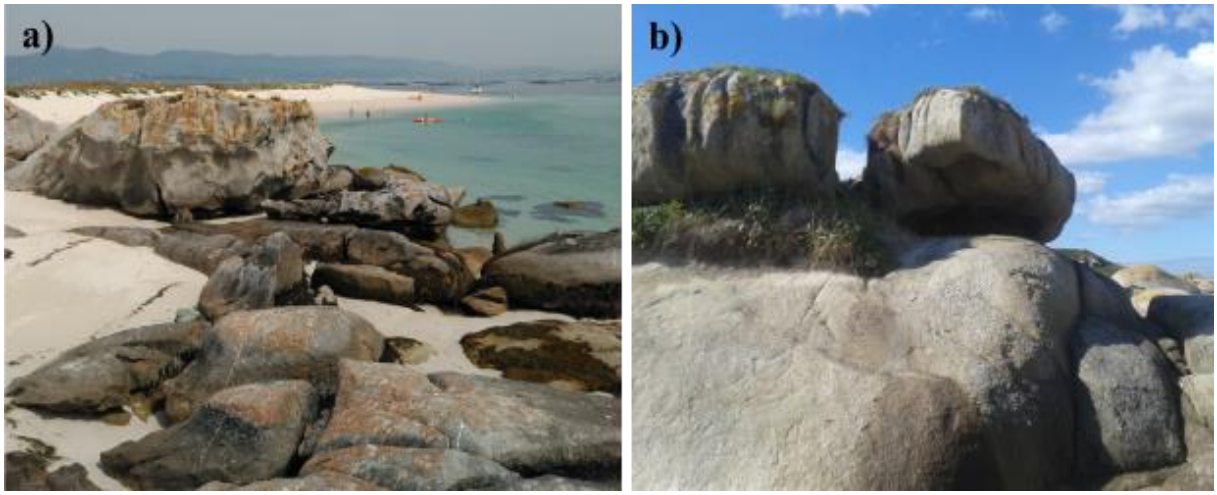


Figura 100: Morfoloxías graníticas costeiras en Areoso. a) Afloramento rochoso onde se aprecian diferentes morfoloxías coma tafonis e formas acanaladas. b) Exemplo dunha pedra cabaleira sobre unha laxe granítica.

4.4.2 BIODIVERSIDADE

Os sistemas praia-duna actúan como repositorio de biodiversidade da flora e da fauna que teñen o seu hábitat exclusivo nestas formacións. A súa importancia levou a estes espazos a ser recoñecidos como Hábitats de Interese Comunitario pola *Directiva Hábitats de 1992* (García-Lozano et al., 2017). Para analizar a flora e a fauna nun espazo singular como o Areoso, recorreuse aos técnicos da Dirección Xeral do Patrimonio Natural (DXPN) e a un equipo de ornitólogos encargados do seguimento das aves no territorio galego, permitindo así obter unha caracterización específica sobre o illote. Segundo a *Orde do 27 de xuño de 2023*, en Areoso están representadas cinco tipoloxías de Hábitats de Interese Comunitario. O sector norte caracterízase polo sistema dunar activo (2110-Dunas móbiles embrionarias; 2120-Dunas móbiles de litoral con *Ammophila arenaria* [dunas brancas]), mentres que o sector sur presenta un sistema dunar fitoestabilizado (2130-Dunas costeiras fixas con vexetación herbácea [dunas grises] e 2150-Dunas fixas descalcificadas atlánticas [*Calluno-Ulicetea*]). Os sistema de baixos e os fondos no sector dos Guidoiros está clasificado coma 1170-Arrecifes.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

4.4.2.1 Flora

A xestión sostible dos sistemas praia-duna precisa que se teñan en conta, entre outros aspectos, a vexetación que os caracteriza (Fraga & Martín-Prieto, 2012). Estes sistemas presentan unhas condicións extremadamente adversas (salinidade, vento, desecamento e substrato areoso) que condiciona á vexetación que os pode colonizar (Sanmartín & Lago-Canzobre, 1998), polo que as plantas adaptadas a este medio presenten uns trazos morfolóxicos propios. A vexetación dunar inflúe notablemente na configuración xeomorfolóxica e a conservación do propio sistema, xa que realiza un efecto barreira que atrapa as partículas de area, favorecendo á acumulación do sedimento (Fraga & Martín-Prieto, 2012; Gutiérrez Elorza, 2008; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Pedraza, 1996). Os illotes e cons son unidades ambientais de elevado valor ecolóxico debido a que constitúen medios propicios para a diferenciación de endemismos (Sanmartín & Lago-Canzobre, 1998). No caso do Areoso, a meirande parte da vexetación correspóndese con especies adaptadas aos sistemas dunares ou a medios rupícolas, sendo principalmente de porte herbáceo, xunto con especies propias dos cantís rochosos atlánticos. Non se ten realizado un inventario completo sobre a vexetación do illote, onde se analice a distribución das especies ou a súa variación estacional, pero si existe unha listaxe da DXPN de 91 especies observadas no illote (Anexo II. Táboa 1). Entre as especies, destaca a presenza do *Alyssum loiseleurii subsp. gallaecicum*, recollida no Catálogo Galego de Especie Ameazadas (CGEA) na categoría de "Vulnerable". É unha especie gravemente ameazada debido á alteración do hábitat polo urbanismo e a constante pisadura das súas poboacións. A súa distribución concéntrase no sur de Francia e a costa norte peninsular, aínda que xa desapareceu en Asturias e Biscaia (Sanmartín & Lago-Canzobre, 1998). Ademais entre a vexetación do illote aparece unha serie de especies endémicas do noroeste peninsular: *Angelica pachycarpa*; *Armeria pubigera*; *Rumex acetosa subsp. biformis* e *Spergularia rupicola.*

As invasións biolóxicas son unha ameaza global importante para a conservación da biodiversidade e dos ecosistemas naturais, debido a que poden competir coas especies autóctonas, modificar a dinámica das comunidades e alterar os hábitats (Andreu & Vilà, 2007). Segundo a *Ley 42/2007, de 13 de diciembre, del Patrimonio Natural y de la Biodiversidad*, unha especie exótica invasora é aquela que se introduce ou establece nun ecosistema ou hábitat natural ou seminatural, converténdose nun axente de cambio e ameaza para a diversidade biolóxica nativa. En Areoso atópanse varios exemplos de especies invasoras (*Stenotaphrum sp., Oxalis pes-caprae, Tetragonia sp., Nicandra physalodes, Carpobrotus sp.* e *Spartina patens*), aínda que a súa implantación é menor. Con todo realízanse actuacións periódicas para manter estas especies baixo control, como o caso da Uña de Gato (*Carpobrotus sp.*). Para finalizar, resulta oportuno engadir a valoración do técnico da DXPN encargado de Areoso, quen sostén que a pesar de que se atopan especies endémicas, a nivel florístico, o illote non presenta ningunha singularidade con respecto a outros contextos dunares próximos integrados na Rede Natura 2000, polo que as medidas de conservación a este efecto, deberán ser semellantes a doutros sistemas dunares.

4.4.2.2 Fauna

A fauna de Areoso destaca no eido das aves mariñas, xa que é lugar de aniñado de varías especies de relevancia, sendo a Gabita (*Haematopus ostralegus*) á que presenta unha problemática máis complexa segundo a opinión dos expertos consultados. Entre as especies de interese pódense citar:

- A gaivota patiamarela (*Larus michahellis*) é unha especie moi común en Galicia, pero a súa poboación leva anos en retroceso. Durante a época de reprodución, o seu hábitat adoitan ser os acantilados mariños, as illas ou os illotes rochosos (Arcos et al., 2018; Munilla, 2016). En Areoso atópase unha importante poboación desta especie, que ocupa case a totalidade da duna setentrional para aniñar, namentres é máis escasa no sector meridional (Figura 101). A colonización de *Larus michahellis* do illote é relativamente recente, alomenos no volume actual. O porqué desta circunstancia non está clara para os ornitólogos consultados. Entre as posibles explicación suxírese que o peche perimetral da duna norte, que reduce a presenza humana no seu interior, mellorou ás súas condicións como lugar de cría. Outra posibilidade é que a elección do Areoso como lugar de cría sexa resultado da perda ou degradación doutros enclaves, que leven ao traslado das poboacións.

- O gaivotón (*Larus marinus*) é a gaivota máis grande que se pode atopar en España e está catalogada como de "Interese Especial" no CGEA. Actualmente atópase en proceso de expansión en Europa, e en Galicia tense un primeiro rexistro confirmado de cría en 2005. Segundo Mouriño et al. (2016) a colonización concentrouse na Mariña e na Ría de Arousa, ocupando pequenas illas que contan con colonias doutras especies de gaivotas, fundamentalmente gaivota patiamarela. No ano 2016 apenas había 13-15 parellas reprodutoras en Galicia, unha das cales aniña no Areoso (Mouriño et al., 2016).

- A gabita (*Haematopus ostralegus*) está considerada "De interese especial" dentro do CGEA. No censo invernal do 2018 contabilizáronse 1587 exemplares no costa galega (Arcos et al., 2018). Aínda que pode verse con certa asiduidade, a gabita é unha especie que escasamente se reproduce en Galicia. Este é o motivo fundamental que explica a súa importancia no contexto do Areoso (Figura 101), xa que dende hai varios anos aniñan nel dúas parellas (sector sur). Pode aniñar en lugares diversos, como praias, estuarios, complexos dunares con escasa vexetación, illotes, no límite inferior dos cantís e, mesmo, en campos de cultivo. Porén é unha especie moi sensible á presenza humana, especialmente en época de cría, que se estende dende marzo ata finais de xullo, polo que buscará lugares tranquilos afastados do ser humano. O técnico da DXPN indica que a presenza de persoas a menos de 300 metros do niño durante a época de cría, leva aos proxenitores a un estado de alarma e estrés.

- A píllara das dunas (*Charadrius alexandrinus*) é considerada unha especie "Vulnerable" no CGEA. A súa delicada situación levou á administración galega a elaborar un Plan de Conservación específico (Domínguez & Vidal, 2008). O período de cría esténdese de finais de marzo a mediados de xullo, podendo permanecer niños activos ata principios de agosto. En Galicia a selección do hábitat de localización dos niños varía dependendo das características físicas de cada areal, habendo unha tendencia a ocupar fronte dunar e a berma, aínda que tamén se atopan no interior das dunas. A principal ameaza para esta especie provén da perda de hábitat e das molestias derivadas dos intensos usos recreativos que soportan costas e praias durante o verán, destacando a presenta de cans domésticos, que supoñen unha gran ameaza (Domínguez & Vidal, 2008). A Píllara está presente en toda a costa galega, aínda que no censo invernal do ano

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

2017 rexistráronse soamente 89 exemplares (Arcos et al., 2018). Dende fai preto dunha década non se rexistra a presenza de parellas no illote, e descoñécese o motivo da desaparición, aínda que non descartan que retorne. Por ese motivo séguese considerando Areoso hábitat desta especie, incluído nas "zonas de protección da avifauna" dentro do Plan básico autonómico (*Decreto 83/2018, o 26 de xullo, polo que se aproba o Plan básico autonómico de Galicia*).

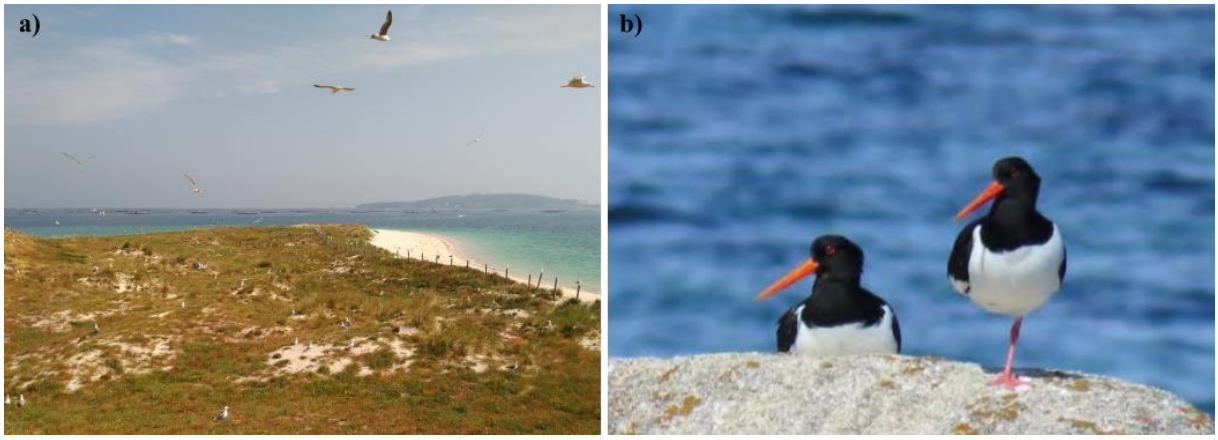


Figura 101: O illote é un hábitat moi valioso para as aves mariñas. a) O sistema dunar norte é unha importante zona de cría da gaivota patiamarela (Larus michahellis). b) Parella de gabita (Haematopus ostralegus) en Areoso (Imaxe cedida por Xurxo Mouriño).

Por último débese indicar que a presenza humana no illote pode supor un problema para a cría dalgunhas especies, nomeadamente da gabita. Pola contra, outras especies como a gaivota patiamarela semella soportar mellor a presenza humana, sempre e cando non se invada á zona de cría, é dicir, a duna. A presión humana do illote non só se refire aos turistas que visitan o illote *in situ*. As embarcacións tamén poden perturbar a fauna, porén os expertos consultados indica que estas supoñen un problema menor xa que as aves están acostumadas ao seu tránsito constante pola ría, especialmente ás embarcacións de pequeno tamaño como ás dos mariscadores (cuxa actividade arredor do illote se concentra no mes de agosto) ou embarcacións de recreo sen motor como os kaiaks, que xeran menos ruído. As aves analizadas son as especies de maior interese, pero no illote atópase máis variedade de fauna, composta por outras aves, roedores ou invertebrados pero que non se teñen estudado ou non son contemplados como especies dun interese especial. Para finalizar, recóllese unha reflexión do técnico da DXPN quen advirte da necesidade de protexer o illote e as especies que nel se atopan. Na súa opinión o Areoso debe ser tratado como un "santuario" para as aves, nun contexto de degradación e perda dos seus hábitats de cría, polo que a súa xestión debe enfocarse na conservación deste hábitat, aínda que iso supoña restricións no uso público.

4.5 ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS E CULTURAIS

Ademais dos condicionantes físico-naturais, a xestión dun espazo natural debe considerar a integración dos aspectos sociais, económicos e culturais. A finalidade social e cultural dos espazos naturais, debe contemplar o aproveitamento económico encamiñado ao desenvolvemento das poboacións afectadas pola declaración do ENP. Este aproveitamento debe levarse a cabo sen degradar os sistemas que o sustentan, permitindo un equilibrio estable

entre o desenvolvemento das comunidades da contorna e as actividades propias da conservación do espazo (Tolón & Lastra, 2008). Na súa proposta sobre os elementos de xestión da costa galega, Penas (1997) sintetiza o grao de compatibilidade entre os diferentes usos/actividades presentes nos espazos costeiros. Con respecto aos ENP, conclúe que son incompatibles con instalacións portuarias, con viveiros de cultivo (bateas, granxas mariñas, etc.) e a extracción de áridos, ademais de outros elementos de elevado impacto ambiental (industrias, depuradoras, urbanizacións, etc.). Porén determina que os ENP son compatibles coa actividade marisqueira e coa pesca artesanal e deportiva, sempre que exista unha regulación dos usos. Ante calquera medida de carácter restritivo, débese valorar a existencia de alternativas xeográficas (traslado da actividade a zonas sen problemas de compatibilidade), sociais (importancia para a poboación local) e técnicas (posibilidade de aplicar solucións técnicas para favorecer os usos compatibles). Nos seguintes apartados analizaranse os aspectos sociais, culturais e económicos de maior interese na realidade de Areoso.

4.5.1 PATRIMONIO ARQUEOLÓXICO

Débese sinalar que Areoso é un contexto arqueolóxico excepcional, cunha elevada densidade de estruturas e restos que dificilmente se chegan a atopar noutros contextos galego, favorecido polas condicións de sedimentación do illote, que mantiveron cubertas moitas das estruturas arqueolóxicas ata datas recentes (López-Romero et al., 2015a, 2017; Mañana-Borrazás, 2017; Mañana-Borrazás et al., 2020). No 2017 realizouse a última actuación arqueolóxica no illote, que consistiu na escavación da Mámoa 4, en parte, por mor da súa vulnerabilidade e risco de desaparición. A erosión e o impacto humano seguen a ser as principais ameazas deste xacemento, do que destacan os túmulos megalíticos neolíticos, pero con evidencias de ocupación durante as Idades do Bronce e do Ferro. Actualmente as cinco mámoas, incluíndo a que xa foi destruída pola erosión (Mámoa 5), están recollidas no Catálogo de elementos culturais da Xunta de Galicia. Tamén esta catalogado o "Xacemento do istmo de Guidoiro Areoso", que se refire ao sector intermareal, rico en restos arqueolóxicos e con numerosas as estruturas cistoides, adscritas á Idade do Bronce. Segundo os arqueólogos consultados, o illote cumpre sobradamente as condicións para ser declarado Ben de Interese Cultural (BIC). A declaración de Areoso coma BIC tería un carácter complementario, destinado á posta en valor e conservación do patrimonio arqueolóxico.

4.5.3 ACTIVIDADE TURÍSTICA E USO PÚBLICO

O concepto de uso público en ENP é de recente aparición como concepto académico ou técnico, aínda que en realidade, xa existe dende o mesmo instante en que aparecen os ENP (Cabalar, 2013). O concepto de uso público é definido por Hernández & Gómez-Limón (2005) coma un "*Conxunto de programas, servizos, actividades e equipamentos (...) coa finalidade de achegar aos visitantes os valores naturais e culturais deste*". Mentres que o turismo é basicamente un conxunto de actividades que realizan as persoas durante as súas viaxes e estancias en lugares distintos ao da súa contorna habitual, xunto cos servizos creados para atender ditas necesidades (Santana, 1997). Os ENP son na actualidade un destino turístico de primeira orde, non en balde a simple declaración dun espazo natural como protexido contribúe a crear unha imaxe de calidade do mesmo, converténdoo nun potente foco

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

de atracción para a sociedade (Gómez-Limón & García, 2014), especialmente entre a poboación urbana (Flores, 2008).
O turismo e os ENP foron vinculados desde o comezo, pero o auxe do turismo está a provocar unha sobreexplotación, facendo imprescindible reforzo das medidas de planificación e xestión (Cajade-Pascual et al., 2019b; Flores, 2008; Penas, 1997; Roig-Munar, 2012). Gómez-Limón & García (2014) sosteñen que os xestores destes espazos preocupáronse por desenvolver e aplicar diferentes estratexias de planificación e xestión do uso público, con todo, son numerosos os que demandan o desenvolvemento de instrumentos de xestión máis precisos, que lles permitan establecer medidas proactivas para a conservación dos recursos naturais, mantendo unha elevada cota de satisfacción dos visitantes.

O illote Areoso é un gran foco de atracción turística, que está a supoñer problemas graves de masificación durante as fins de semana dos meses estivais. Non existen datos sobre o número de visitantes antes da entrada en vigor da *Orde do 27 de xuño de 2023.* Aínda que non se ten realizado un censo de turistas, si se teñen contabilizadas ata 80 embarcacións fondeadas arredor do illote, o que da boa mostra do nivel de saturación en momentos puntuais. En diferentes xornadas de traballo (2017-2022) realizadas en datas laborables en horario de mañá, e fora dos meses estivais, non se identificou presenza significativa de visitantes (<10). Noutras visitas realizadas durante o mes de Agosto, si se levou a cabo unha cuantificación aproximada do número de turistas (Táboa 11), onde tamén se puideron detectar diferentes incumprimentos das normas de visita (presenza de mascotas, ruído excesivo, acceso aos sectores acoutado, emprego de drons recreativos, etc.).

Táboa 11: Número de visitantes contabilizados durante visitas ao Areoso.

Data	Hora	Nº visitantes	Condicións meteorolóxicas	Observacións
03/08/2018 (venres)	13:00	104	Soleado e caloroso	13 embarcacións de recreo fondeadas. Presenza dun can cun grupo de visitantes. Ningunha persoa observada dentro do recinto dunar.
11/08/2021 (mércores)	17:00	431	Soleado e temperatura suave	Máis de 40 embarcacións fondeadas. Un dron voando no sector sur.
09/08/2022 (martes)	12:00	380	Soleado e temperatura suave	18 embarcacións fondeadas. Vistas motos de auga nas inmediacións.
27/08/2022 (sábado)	17:00	410	Fresco, presenza de néboas na ría.	Unhas 25 embarcacións fondeadas. Marea alta viva, moi pouca superficie de praia. Illote dividido en dous.

Como información referente ao número de visitantes previa entrada en vigor do sistema de reserva previa, pódese mencionar os datos de asistentes ás visitas guiadas diarias recollidos polo equipo de arqueólogos durante a escavación da Mámoa 4 (Figura 102) en 2017. Soamente se contabilizaron os visitantes que se achegaron a interesarse pola actuación, polo que non referencia cifras absolutas de visitantes ao illote, pero si poden referir as xornadas con máis chegadas de visitantes e o perfil dos mesmo. O máximo de visitas nun día foi de 91, mentres en xornadas con choiva ou con elevada nubosidade, non se achegaron visitantes ou o número foi mínimo. Durante as entrevistas tamén se recolleron algúns datos dos participantes, permitindo caracterizar o perfil do interesado. Así o 64 % procedían de Galicia, o 30 % do resto de España e só o 5 % eran estranxeiros. Se analizamos os datos por municipio de orixe, A illa de Arousa e as cidades de Vigo, Santiago e Coruña supuxeron a maior parte dos visitante. Con todo, no caso dos visitantes da Illa de Arousa, non se pode descartar un posible efecto chamada da intervención arqueolóxica, que atraese a interesados ou curiosos.

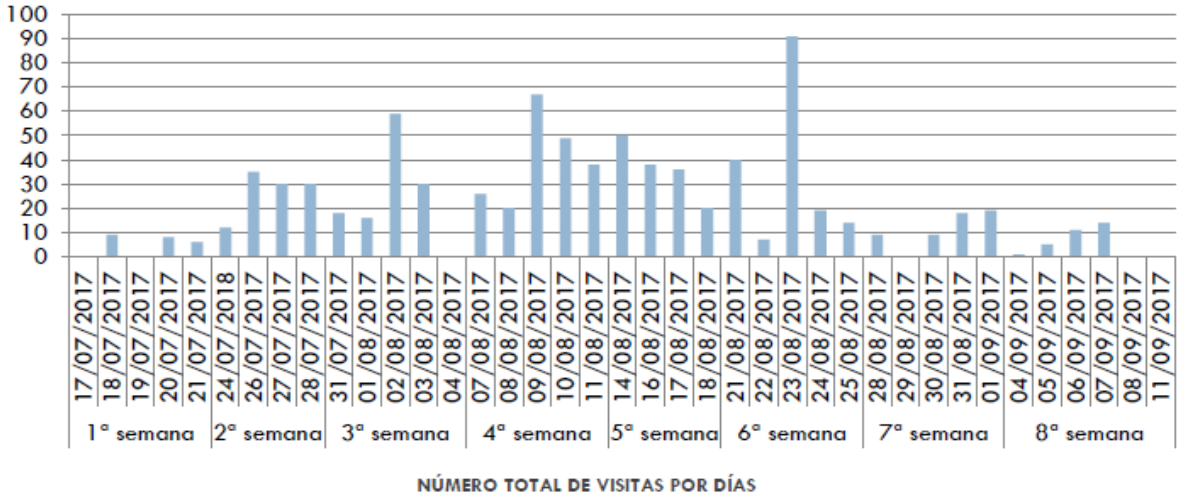


Figura 102: Número de participantes nas visitas guiadas realizadas diariamente durante a escavación da Mámoa 4. Fonte Mañana-Borrazás (2017).

Coa entrada en vigor da Orde do 27 de xuño de 2023, instaurouse un sistema de solicitude previa da visita, ata acadar o cupo máximo por quenda (Figura 103). Os datos recollidos pola aplicación foron facilitados pola Xefatura Territorial da Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Vivenda de Pontevedra. Os visitantes que solicitaron o acceso entre o 4 de xullo e o 21 de novembro de 2023 foron 9499, concentrándose nos meses de agosto (4412 visitantes totais; media de 142 visitantes/día) e xullo (3718 visitantes totais; media de 133 visitantes/día). Mentres que a afluencia descende drasticamente nos meses outonais: setembro (1077 visitantes totais; media de 36 visitantes/día), outubro (290 visitantes totais; media de 9 visitantes/día) e novembro (2 visitantes totais).

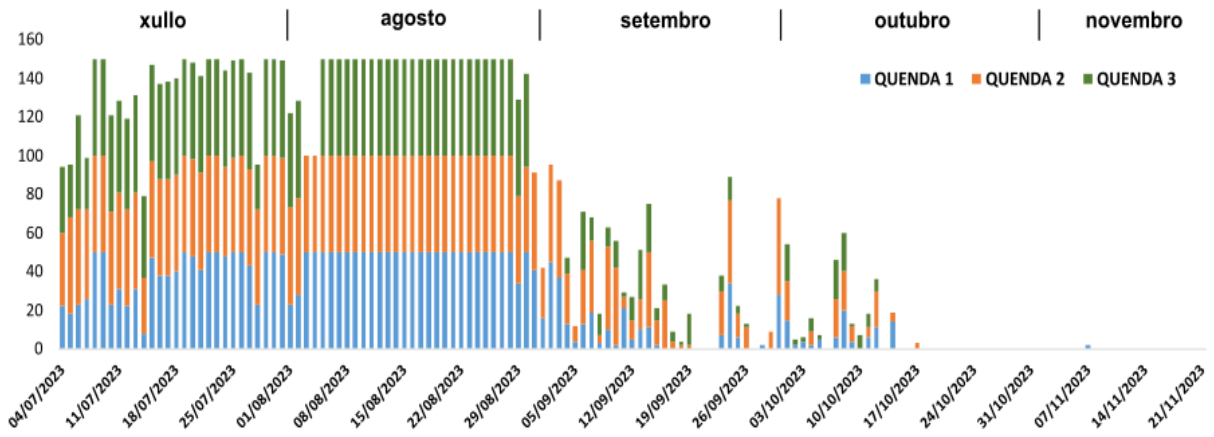


Figura 103: Número de visitantes con reserva previa para acceder ao illote, datos de entre o 4 de xullo e o 21 novembro de 2023.

Os datos corroboran unha realidade xa coñecida, que a presión turística en Areoso concéntranse soamente nos meses estivais, e nomeadamente en agosto. En xullo acadáronse o máximo de solicitudes en 8 xornadas, mentres que en agosto foi unha constante case todo o mes. Nos meses outonais, en ningunha xornada se superou os 100 visitantes, quedando

practicamente deserta dende mediados de outubro. Con todo débese ter presente que o mes de outubro xa se considera tempada baixa, polo que o cupo por quenda descende a 20 persoas, límite que se acadou nalgunhas quendas durante as dúas primeiras fins de semanas do mes, e unicamente se esgotaron o total de 60 prazas diarias nunha xornada (o domingo 08/10/23). Por quendas, a más solicitada foi a quenda 2 (entre as 13 h e as 17 h) cun 37,7 % das solicitudes, mentres que a demanda foi inferior na quenda 3 (de 17h ata o solpor cun 31,6 % das solicitudes) e pola mañá (quenda 1) cun 30,8 % das solicitudes. Non obstante, algunhas xornadas non rexistran visitantes na última quenda do día, e dado o recente dos datos, aínda non se puido comprobar se se trata dun erro na serie de datos ou se pode vincular a outras causas, como a cancelación por condicións meteorolóxicas.

En canto á procedencia dos visitantes, o 69,5 % proviñan de Galicia, o 30,5 % do resto de España e soamente o 2,5 % de países estranxeiros. Por provincias, destaca Pontevedra (44,6 %), A Coruña (20,9 %) e Madrid (11,5 %). Por sexos, o 52 % foron mulleres e o 48 % homes. Por rango de idades, o 41,3 % tiña entre 30 e 45 anos, 21,6 % entre 46 e 55 anos e o 20,3 % entre 19 e 29 anos. Os menores de 19 anos foron o 14,9 % dos visitantes, mentres que os maiores de 65 apenas supuxeron o 1,7 %. En relacións aos datos de visitantes, débese ter en conta o carácter insular do espazo, que condiciona a súa chegada, realizada ben en embarcacións propias, a través de servizos de transporte marítimo e sobre todo, en embarcacións sen motor tipo kaiak.

Aínda que a duna do sector norte conta cun peche perimetral para evitar a entrada das persoas, o pisado continuo da fronte dunar, acaba por favorecer a desestabilización da mesma, amplificando o efecto erosivo. As praias, ademais dos seus valores naturais, presentan un carácter social, coa condición de ben público, polo que sempre é complexo a imposición de medidas restritivas para o seu acceso (Barragán, 2003, 2004, 2014; Botero et al., 2012). Resulta difícil poder cuantificar o impacto económico do turismo no Areoso. Así e todo tense constancia de varias empresas afincadas na Illa de Arousa que ofrecen a posibilidade de visitar o illote, mediante o alugueiro de kaiaks ou mediante o servizo de taxi marítimo en embarcacións a motor (con permiso para poder desembarcar no illote). A principal vantaxe das visitas en kaiak é que se trata dun medio de transporte con limitado impacto ecolóxico e acústico, ademais de ser seguro para os bañistas e ocasionar escaso impacto á hora de embarrancar na praia. Non obstante o elevado número destas embarcacións, sen ningún tipo de control sobre o lugar onde se estacionaban, si xera problemas para o resto de visitantes e sobre todo, para a estabilidade das frontes dunares (Figura 104). As pequenas embarcacións que sen autorización entrar no interior do sector balizado con boias, supoñen un perigo para o resto de usuarios e para a fauna local.

A opinión dos veciños da Illa de Arousa con respecto aos turistas é, en xeral, negativa, xa que máis do 80 % dos veciños consultados creen que os turistas teñen un impacto negativo no illote. Xustifican esta opinión en base a diferentes argumentos, como a masificación turística, o impacto negativo no medio ou que prexudican o banco marisqueiro. Unha gran parte dos veciños críticos relaciona o aumento da presión turística coa erosión que afecta ao illote nas últimas décadas. Neste senso, os actores territoriais consultados manteñen diferentes puntos de vista, a confraría, o grupo en defensa do patrimonio local e o técnico da DXPN son moi críticos co efecto do turismo, mentres que a responsable municipal, a empresa turística e o equipo de arqueólogos manteñen unha posición máis sosegada, pero recoñecendo a necesidade de regular a chegada de visitantes

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

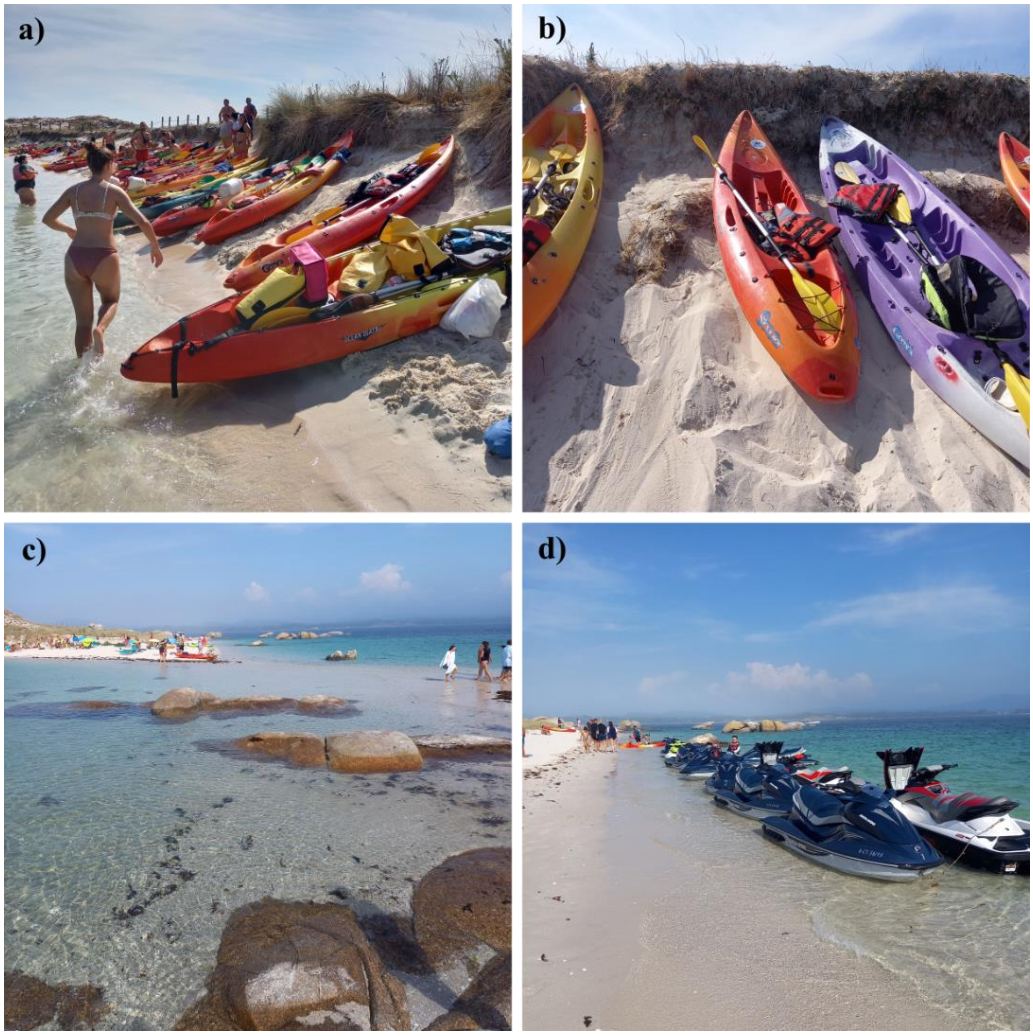


Figura 104: Imaxes do illote con alta densidade de turistas (27/08/2022). a) En condicións de marea alta viva, o flanco oriental do sector norte (en rotación cara o oeste) apenas conta con superficie de praia, ocupada en gran medida como aparcadoiro de kaiaks. b) Detalle dos kaiaks estacionados directamente sobre a fronte dunar, amplificando notabelmente a súa erosión. c) Nas condicións de marea alta viva, o istmo central queda inundado, polo que o paso de persoas e embarcacións sobre el facilita a remobilización do sedimento. d) Motos acuáticas embarrancadas na praia do illote.

4.5.3 SIGNIFICADO SOCIAL

Os procesos de patrimonialización da natureza en áreas declaradas ENP e a vinculación da poboación local sobre estes enclaves son aspecto de interese á hora de abordar a xestión destes espazos (Beltrán et al., 2008; Cajade-Pascual et al., 2019b). Neste marco, resulta oportuno analizar o significado que ten o Areoso para os veciños da Illa de Arousa, cuestión non menor á hora de analizar a xestión dun ENP, pois a relación das poboacións locais cos espazos obxecto de protección é fundamental para evitar, na medida do posible, a oposición dos propios habitantes á calquera medida destinada á conservación, tal e como ocorre con numerosos ENP en Galicia. Aínda que o Areoso está deshabitado, non se pode negar o sentimento de pertenza que os habitantes da Illa de Arousa teñen cara el, non en balde "O Areoso é noso" é un auténtico lema popular moi presente nos habitantes da Arousa. As entrevistas realizadas evidenciaron este forte apego cara Areoso, mentres outros enclaves

semellantes, como o illote do Pedregoso, non xeran a mesma predilección, ou polo menos, non na mesma magnitude (Figura 105). Este localismo exacerbado non é só resultado da relación histórica dos veciños co illote, senón que probablemente se deba á disputa pola súa titularidade entre os concellos da Illa de Arousa e Vilanova de Arousa, que segue a estar latente a pesares que a Xunta de Galicia recoñeceu a titularidade insular dos Guidoiros no ano 2004, sete anos despois da segregación do concello de A illa de Arousa de Vilanova. Con todo, o sentimento de apego é anterior, e dificilmente posible sen que existira unha profusa relación entre os veciños e o illote. En base á investigación realizada, é posible sintetizar a relación dos habitantes da Illa de Arousa co Areoso en catro etapas diferentes.

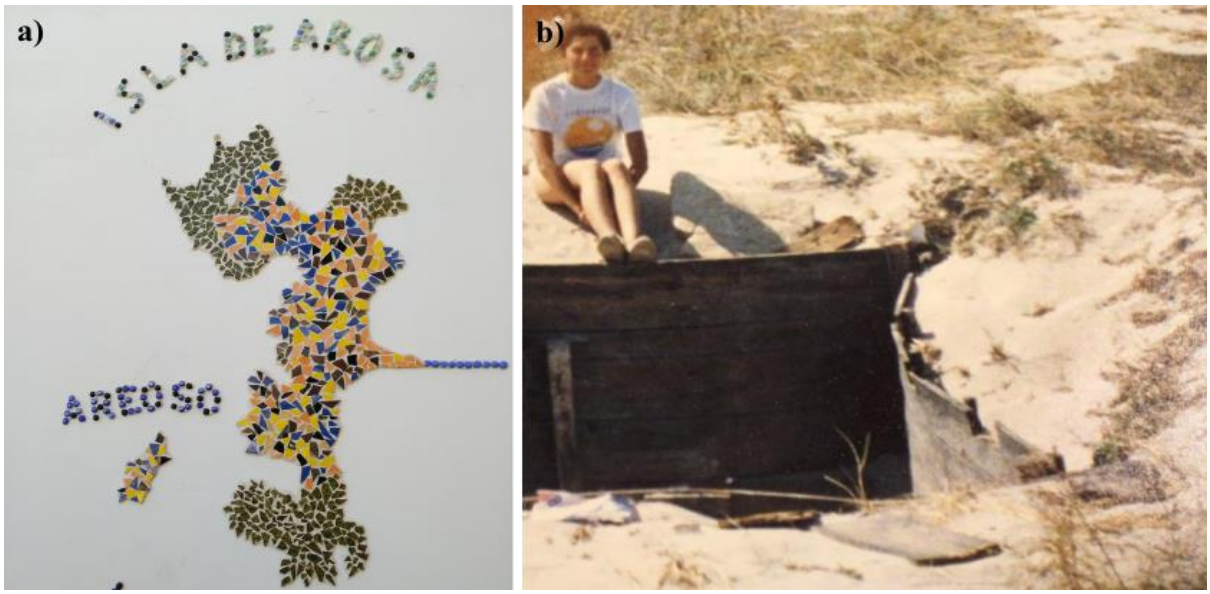


Figura 105: a) Mosaico nunha vivenda particular da Illa de Arousa onde se representa Areoso e non así o veciño illote do Pedregoso, que compoñen os Guidoiros. b) Fotografía realizada en Areoso entre 1989 e 1991 onde se aprecia un zulo abandonado, situado no interior da duna (Fonte: guidoirodixital.wordpress.com).

A primeira etapa abarca aproximadamente ata a década de 1970 do século pasado. Nesta etapa, o illote era empregado basicamente como lugar de marisqueo, xa o banco de Areoso foi e segue a ser un dos máis produtivos da ría. A extracción de áridos e rocha para a cantería foi limitada, debido á dificultade do transporte. O motivo polo que se empregaba o illote para a cantería, a pesar que gran parte da illa está compostos por afloramentos da mesma litoloxía, era relativo á cuestións da propiedade. Areoso nunca foi unha propiedade privada, polo que era un dos poucos lugares onde as familiar máis pobres podían obter materiais sen pagar polos dereitos de extracción. Na segunda etapa, a partir da década de 1970, ademais dos usos tradicionais do illote, comeza a ser empregado como lugar de recreo para a poboación arousá, cuxa uso vai en aumento segundo se populariza entre os veciños. Progresivamente convértese no lugar de recreo predilecto, onde acudían en familia durante as fins de semana do verán ou nas festividades. Nesta senso recóllese algunhas das achegas feitas polos veciños entrevistados:

"O Areoso é o lugar onde eu ía cando era pequena a tirarme polas dunas"

"Había xente que pasaba longas tempadas, durmían alí e viñan buscar a comida á Illa (de Arousa) para despois volver ao Areoso"

"Cando era pequena ía cos meus pais todas as fins de semanas"

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Estas afirmacións exemplifican a estreita relación entre os veciños e Areoso, pero ao mesmo tempo deixan entrever á presión a que estaba sometida o illote, nun contexto de escasa concienciación ambiental. Ademais da tradición oral, outro factor indicativo da actividade humana no illote é o lixo. Durante a escavación da mámoa 4 foise recollendo o lixo atopado no interior da duna. A información dos envases e restos (datas de consumo, formatos, marcas, etc.) tamén suxiren un aumento da actividade no illote a partires da década de 1980. Ademais do uso recreativo, o illote estivo sometido a diferentes impactos como o uso do illote como "almacén" de tabaco de contrabando (Figura 105), a extracción de áridos ou o intento de forestar o illote por parte da Comunidade de Montes entre 1980 e 1982, co obxectivo de conseguir espazos de sombra.

A terceira etapa abarca dende finais do século XX e 2005, cando comeza a producise a chegada de turistas de fóra do ámbito da ría de Arousa grazas, entre outras causas, polo popularización das embarcacións recreativas. Con todo, o volume de visitantes aínda era escaso. O inicio da última etapa sitúase no período 2004-2006, cando unha serie de cambios normativos prohibiron o uso das embarcacións con fins recreativos salvo as rexistradas para tal fin (6ª e 7ª lista), imposibilitando que os habitantes da Illa empregasen as súas embarcacións pesqueiras (3ª e 4ª lista) para o uso recreativo (non poden navegar en fins de semana nin en festivos).

"(...) case todas as familias da Illa teñen barco pero non poden ir por non ser embarcacións de recreo" (Veciña da Illa de Arousa)

Esta limitación truncou a relación dos veciños co illote, reducindo notablemente a súa visita ante a dificultade de arribar ao mesmo. A metade dos veciños consultados levan anos sen ir ao Areoso ou a frecuencia da visita é moi inferior a décadas pasadas, principalmente pola limitación de uso das embarcacións. Paralelamente á redución das visitas da poboación local o turismo segue a aumentar no illote, ata acadar unha situación onde se fixo necesario a adopción dun sistema de reserva. Esta transformación recorda, salvando as diferenzas conceptuais, ao proceso de "xentrificación" que se está a producir no interior das cidades, que no caso de Areoso equivalería a substitución da poboación local por turistas foráneos, ao non ter os primeiros a capacidade económica de posuír embarcacións recreativas ou verse na obriga de pagar polo transporte. A entrada en vigor do novo sistema de reserva previa, podería dificultar máis a visita dos veciños nas xornadas máis concorridas, cuestión que deberá ser abordada no futuro.

4.5.4 PESCA E MARISQUEO

Areoso foi tradicionalmente valorado por ser un dos mellores bancos marisqueiros da ría de Arousa, cuxa extensión ocupa toda a zona de baixos cara o oeste (~90.000 m²). Segundo a Confraría de Pescadores da Illa de Arousa, é o segundo mellor banco da Illa de Arousa, só por detrás do Vao, situado debaixo da ponte. Por este motivo explotan o banco de Areoso no mes de agosto, época do ano con maior cotización do marisco despois do Nadal, para o que reservan o banco do Vao. Anos atrás traballaban ata 400 embarcacións, cun máximo de tres tripulantes, dedicándose basicamente ao raño para a extracción de ameixa. A zona de menor profundidade e máis próxima ao illote, é un banco case exclusivo de ameixa babosa (*Venerupis corrugata*), namentres no resto do banco a especie principal é ameixa rubia (*Venerupis rhomboides*). O obxectivo dende a confraría é crear arredor do illote un banco

forte e exclusivo de babosa, pero está a diminuír a súa produción natural, polo que foi necesario o aporte de cría nos últimos anos. O descenso da produción de marisco non é algo exclusivo do banco do Areoso, senón que está a ocorrer en toda a ría de Arousa. Ademais da ameixa babosa e rubia, tamén se extrae *relojito* (*Donisia exoleta*), e outras ameixas que aparecen mesturadas polo medio como a fina (*Ruditapes decussatus*) ou a xapónica (*Ruditapes philippinarum*). No entorno do Areoso tamén se marisquea navalla (*Ensis ensis*), ourizos (*Echinoidea sp*.), centola (*Maja squinado*) e polbo (*Octopus sp*.). A erosión do illote non é boa para o marisqueo, xa que a ameixa prefire un sedimento máis estable. Os turistas non supoñen un impacto directo sobre o marisqueo (salvo nos casos de furtivismo), pero si as hélices dos barcos, de aí a presión dos mariñeiros por limitar os accesos de embarcacións de certo calado ao illote. A posición da Confraría é totalmente contraria á unha posible limitación da súa actividade no entorno de Areoso, xustificando que a súa actividade non supón un impacto para o sistema e que se trata dunha fonte de riqueza moi importante para a vila, onde arredo do 40 % dos traballadores relaciónase directamente coa pesca e o marisqueo (IGE, 2022).

4.6 POTENCIAL DIDÁCTICO

As entrevistas a profesorado de secundaria do IES Illa de Arousa permitiu analizar as súas representacións de Areoso, abarcando diferentes aspectos como o grao de coñecemento do espazo, a apreciación patrimonial dos elementos que o configuran, a súa presenza real ou potencial nas súas actuacións didácticas e a valoración de accións educativas encamiñadas a abrir procesos de apropiación patrimonial no alumnado, que procuren unha maior pensamento crítico no relativo á xestión e conservación dos espazos naturais.

4.6.1 AS REPRESENTACIÓNS DO PROFESORADO

As representacións do profesorado e a identificación patrimonial con determinados espazos, teñen sido abordadas por diferentes estudos (Cajade-Pascual et al., 2019c; Cuenca & Estepa, 2005; Estepa et al., 2013a, 2013b), proporcionando unha visión comparada entre as concepcións do profesorado e outros representantes da educación formal e informal en torno ao patrimonio. A inclusión no ámbito patrimonial de determinadas paisaxes naturais presenta gran dificultade para a súa asimilación por parte da cidadanía; mentres que os procesos xeomorfolóxicos e a súa implicación na paisaxe apenas existen na conciencia da sociedade (Guillén-Mondéjar, 2007). Actualmente domina unha mirada cara ao natural sesgada por criterios dominantes de beleza, dando lugar a unha dicotomía entre a sobreexplotación duns espazos e o total desinterese por outros. Neste contexto, a educación pode supoñer un escenario de transformación, na medida que persoas críticas e formadas asuman diversas paisaxes naturais como patrimonios posibles (Domínguez-Almansa et al., 2019). Desde esta perspectiva, o exemplo de Areoso pódese e débese integrar nunha concepción holística a través da educación patrimonial, desenvolvendo propostas didácticas de carácter divulgativo, transdisciplinar e socialmente crítico que permita construír valores identitarios (Cuenca, 2014). Coñecer e analizar as representacións do profesorado en función destes criterios, así como a súa predisposición para incluílos na súa práctica docente, facilitará ao profesorado, e por extensión ao alumnado, o establecemento de vínculos cunha paisaxe entendida como

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

patrimonio como vía para a construción de conciencia cidadá ou identidades sociais (Domínguez-Almansa & López-Facal, 2017).

4.6.2 O PAPEL DA EDUCACIÓN NA XESTIÓN E POSTA EN VALOR DOS ENP

Os resultados obtidos das entrevistas aos sete docentes do IES Illa de Arousa non permitiu establecer unha relación entre o nivel do coñecemento físico-xeográfico sobre o illote e a formación académica do profesorado. Detectouse que a maioría carece de recursos clave para comprender un espazo singular como Areoso, mostrándose especialmente dubitativos en relación aos elementos e as dinámicas naturais, imposibilitando a visualización holística do espazo onde interactúan os seus elementos. Este descoñecemento reflicte unha dificultade para abordar a xeografía dende as relacións sociedade-natureza. O déficit coñecemento xeográfico dunha contorna singular como Areoso, convértese para os docentes nun problema estrutural, o que lastra os demais aspectos que poden incluír nas súas pretensións didácticas. Téndese a priorizar o que se identifica como patrimonio cultural, mentres os elementos naturais son excluídos das súas apreciacións, salvando aqueles cos que establecen unha maior conexión visual na paisaxe. Este descoñecemento propicia que algúns elementos relevantes para a propia estrutura do illote e o soporte do hábitat non sexan percibidos como un ben patrimonial (Cajade-Pascual et al., 2019c).

Unha realidade aínda presente no ensino, é a asociación habitual do patrimonio a cuestión históricas, culturais e artísticas (Morais, 1998). A mostra analizada, a pesar do seu reducido tamaño, parece indicar que os docentes xa foron capaces de superar esta asunción banal do patrimonio, sen que iso supoña ter alcanzados os niveis óptimos fixados nos estándares dunha educación patrimonial de calidade (Cuenca & Estepa, 2005; Domínguez-Almansa & López Facal, 2015; Estepa et al., 2013a, 2013b). En contraposición ás súas representacións e percepcións imprecisas do coñecemento xeográfico, e por tanto da valoración patrimonial do illote, a totalidade dos docentes apostan por que a educación poida desempeñar un papel destacado na xestión e posta en valor dos espazos naturais, poñendo de manifesto a utilidade da educación nos procesos de patrimonialización de elementos naturais (Domínguez-Almansa et al., 2019).

A conveniencia dos proxectos didácticos como un dos eixos da xestión e da posta en valor dos ENP, mostrada por parte dos docentes, contraponse á dificultade para determinar os obxectivos dos mesmos, evidenciando a importancia da preparación previa de cada proxecto ou actuación de carácter didáctico. Débese destacar positivamente que o profesorado ve nos proxectos didácticos unha oportunidade para levar a cabo unha práctica docente máis innovadora, cun gran potencial didáctico e social, e sustentada nunha maior implicación do alumnado. A xeración dun pensamento crítico respecto a problemas sociais e ambientais non quedará restrinxido ao alumnado, senón que permitirá a transmisión desta conciencia a outros estratos da sociedade, á que dificilmente se lograría chegar por vías ordinarias como a educación formal ou a divulgación científica (Cajade-Pascual et al., 2019c).

4.7 PROPOSTA DE XESTIÓN DO ILLOTE

O illote do Areoso é un enclave excepcional da costa galega que destaca pola singularidade e representatividade dos aspectos naturais, culturais e sociais que o definen. Presenta un elevado valor natural grazas á variada mostra de xeoformas graníticas, a

relevancia dos depósitos edafo-sedimentarios como arquivos do pasado e polo especial comportamento morfodinámico do lóbulo setentrional, cuxa dinámica de rotación é, ata o de agora, única no contexto galego. Estas morfoloxías configúranse, ademais, como soporte dun hábitat dunar, que actúa coma refuxio de cría para aves mariñas, entre as que se atopan especies de elevada vulnerabilidade como a gabita (*Haematopus ostralegus*). Con todo, a importancia do illote non só se circunscribe aos seus valores naturais, pois tamén sobresae por ser un dos enclaves arqueolóxicos máis importantes de Galicia, cunha elevada densidade de estruturas e elementos arqueolóxicos que abarcan dende o Neolítico ata a Idade do Ferro. A pesar da dificultade para o acceso, o illote garda unha estreita relación coa sociedade da Illa de Arousa, xa que ademais de ser un importante sustento económico como banco marisqueiro, foi o lugar de esparexemento por excelencia para os habitantes da Arousa. A espectacularidade e a beleza da paisaxe non pasou desapercibida para o turismo, que foi aumentando progresivamente ata saturar o espazo durante os meses de xullo e agosto, e que levou á administración autonómica a implementar unha serie de medidas de xestión, incluíndo a limitación de acceso. Outro aspecto crítico no illote son as taxas erosivas que comezaron na década de 1980, pero que nos últimos anos estase a reverter, sinalando un posible cambio na tendencia na dinámica do sector.

A recente entrada en vigor da *Orde do 27 de xuño de 2023 pola que se establecen as normas relativas ao uso público e a actividades recreativas nos illotes dos Guidoiros e illa de Rúa*, demostra que o marco normativo actual permite a implantación dun modelo de xestión propio para un ENP cunha figura de protección de carácter xenérico, como a Rede Natura 2000, e nin sequera na súa máxima categoría de protección (Zona 2: área de protección). Polo tanto, a posta en marcha de medidas de conservación e xestión non depende tanto da figura de protección como da vontade da administración para levalas a cabo. Con todo, sería convinte valorar nun futuro a súa declaración cunha figura máis específica como podería ser a de Monumento Natural, deseñada para formacións singulares de pequena extensión que precisen dunha protección especial, como a fraga de Catasós (4,5 ha) ou a Carballa da Rocha (0,64 ha), incluíndo os lugares de interese xeomorfolóxico, como poden ser a praia das Catedrais (28 ha) ou pregamento xeolóxico de Campodola-Leixazós (90 ha). A declaración de Areoso ou dos Guidoiros en conxunto, coma Monumento Natural non tería porqué supoñer necesariamente unha mellora no relativo a súa xestión ou protección, pero si tería un efecto positivo de cara a posta en valor do espazo e dos elementos que o conforman. Pola contra, esta maior visibilidade e transcendencia social do Areoso coma espazo natural protexido, tamén podería traducirse nunha maior presión por visitalo. Non obstante, o debate sobre a figura de protección non é unha cuestión central, máis aínda dende a entrada en vigor das normas relativas ao uso público dos Guidoiros.

En xeral, pódese valorar favorablemente as medidas adoptadas na *Orde do 27 de xuño de 2023*, aínda que numerosas cuestión seguen a ser, cando menos, problemáticas. O sistema de acceso en tres quendas diarias cun máximo de 50 visitantes por quenda (20 en tempada baixa) supón unha importe limitación da presión turística, polo que se valora positivamente. Incluso o máximo diario de 150 persoas sitúase nun limiar de capacidade de carga ecolóxica moi conservador, tendo en conta a superficie útil do illote (aquela que non presenta restricións de acceso, como as dunas ou o sector sur durante o período de cría das aves mariñas). Neste senso, unhas das maiores eivas da Orde é a ausencia dunha zonificación, diferenciando claramente os usos permitidos nos diferentes sectores do illote. Tendo en conta todos os aspectos analizados, parece oportuno propoñer a súa zonificación en tres áreas diferenciadas (Figura 106).

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- Área Uso Xeral (AUX): Correspóndese co sector norte, onde a incidencia da erosión é menor, e polo tanto pode ser empregada para os usos terrestres permitidos na Orde, como zona de baño e de tránsito. Ademais estará destinada para o atraque das embarcacións, con e sen motor, autorizadas para o acceso ao illote. Quedará excluída a zona dunar, que será considerada como área de reserva, e cuxo acceso estará prohibido con carácter xeral.
- Área Tapón (AT): Correspóndese principalmente co istmo que divide os dous sectores dunares. É a zona máis afectada pola erosión, polo que o seu uso público será limitado co fin de que o sistema dunar poida rexenerarse. Só se empregará a praia como zona de tránsito a pé e atraque cando as condicións non sexan seguras para facelo no extremo norte do illote. A zona do istmo non poderá ser empregada para cruzar o illote, limitando o pisado da praia/duna co fin de permitir a fixación da vexetación dunar.
- Área de Reserva (AR): Correspóndese co sector sur do illote. Trátase da zona preferente de aniñamento de especies ameazadas como a gabita (*Haematopus ostralegus*). Non se permitirá o acceso salvo causas xustificadas, co obxectivo de conservar o hábitat da interferencia antrópica. Ademais da limitación de acceso terrestre, tamén se deberá implantar unha área de exclusión da zona mariña de 100 m arredor da AR para as actividades turísticas ou deportivas, para limitar o estrés sobre as aves mariñas.

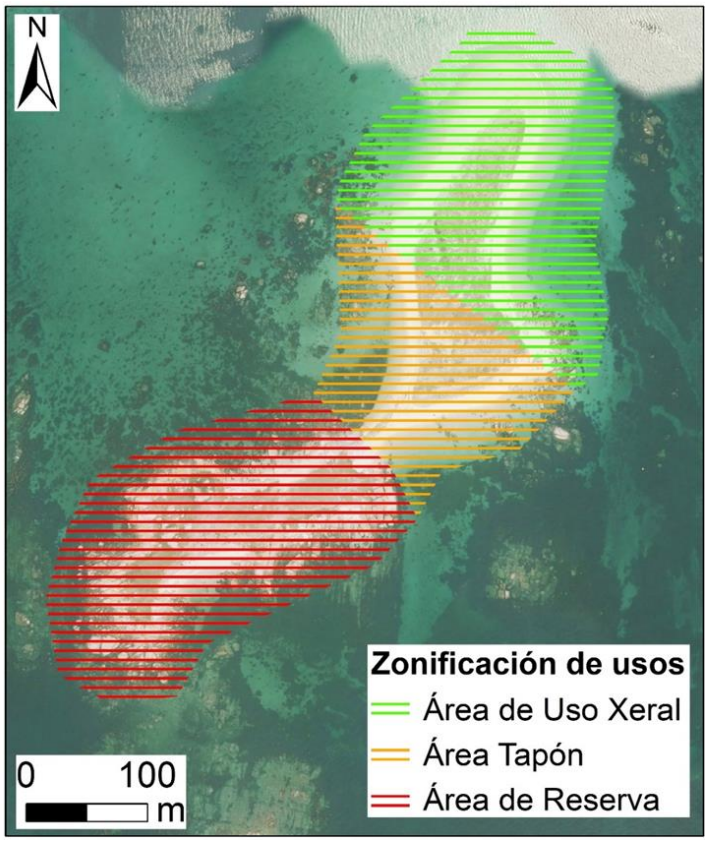


Figura 106: Proposta de zonificación do illote. O lóbulo setentrional, considerarase zona de uso xeral. O sector central, terá o acceso limitado, co fin de favorecer a recuperación dunar. O sector sur será considerado área de reserva, polo que o seu acceso estará restrinxido salvo causas xustificadas.

No istmo central do illote delimitarase unha zona destinada á rexeneración dunar (Figura 107), polo que non se permitirá o seu cruce. Considérase este medida esencial para tentar favorecer a recuperación dunar, que segue a ser crítica nesta área. A escavación da Mámoa 4 permitiu deixar exposto este monumento megalítico, converténdose nun foco de atracción para os visitantes. Ao estar situada na AR, o seu acceso estará prohibido, evitando así o efecto chamada do visitantes sobre unha das zonas máis sensibles ecoloxicamente do illote. Non obstante, se o seu valor como ben patrimonial e cultural fan necesario autorizar a súa visita, esta debería realizarse exclusivamente mediante visitas guiadas, que permitan un control dos visitantes. O acceso realizaríase pola praia da marxe occidental, sen atravesar a zona de rexeneración.

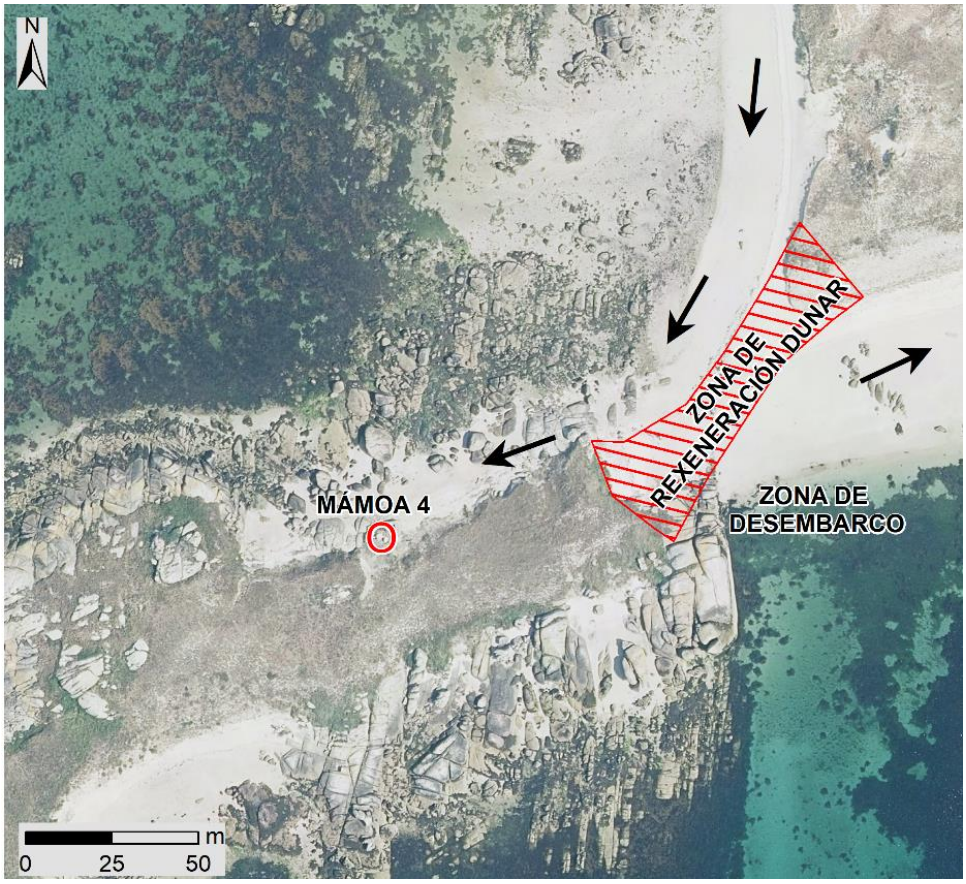


Figura 107: Proposta de acceso á Mámoa 4, que deberá realizarse sempre polo flanco occidental, evitando así a zona de rexeneración dunar. En caso de desembarco no sector central do illote, os visitante deberán dirixirse para a AUX.

Co fin de reducir o impacto causado polas embarcacións, ordenaranse os lugares de desembarco e embarranque. As embarcacións con motor autorizadas para desembarcar visitantes, deberán facelo na AUX, co fin de limitar o impacto antrópico sobre o medio. O atraque estará prohibido na AR e só se permitirá na AT cando non existan condicións seguras para facelo na AUX. Cando o atraque se realice na AT, os visitantes terán que dirixirse directamente cara a zona de uso xeral pola praia, limitando o máis posible o pisado na zona do estreitamento central. As embarcacións sen motor (tipo kaiak) poderán embarrancar no espazo habilitado (Figura 108), situado no flanco de acumulación (rotación da frecha cara o

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

oeste), que presenta máis superficie dispoñible, evitando así o impacto dos kaiaks estacionados directamente sobre a fronte dunar (Figura 104).

O pequeno tamaño do illote e a morfoloxía dos seus areais leva a que a superficie de praia emerxida en marea alta sexa moi limitada, imposibilitando a visita dunha forma segura tanto para os visitantes como para o medio. Por este motivo deberase reducir o acceso de visitantes nas xornadas onde o nivel da preamar supere o 1,5 m snmm (Mareógrafo de Vilagarcía), o cal afecta aproximadamente a un 5% dos días do ano. Como a cota de marea pódese coñecer con moitos meses de antelación, isto non suporá ningunha disfunción no sistema de reserva de prazas.

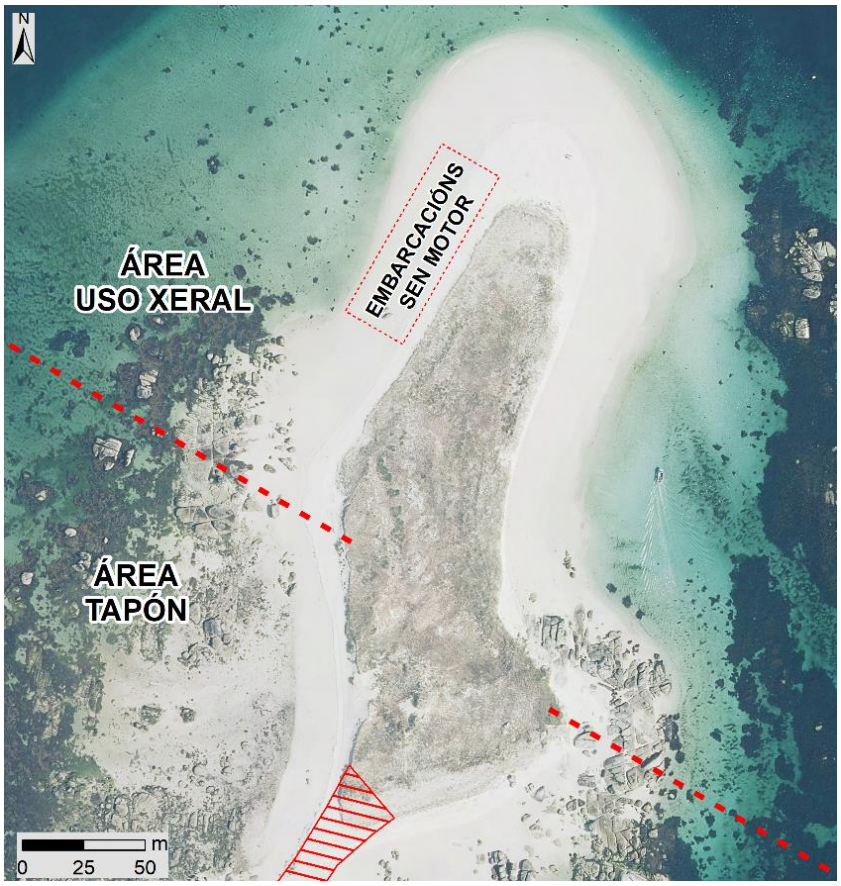


Figura 108: Proposta de establecemento dunha área acoutada para o embarranque dos kaiaks ou embarcacións sen motor semellantes.

Seguindo as recomendacións sobre a investigación en áreas costeiras (Barragán, 2003, 2004, 2014; Cicin-Sain et al., 1998; Denis e Henocque, 2001; Fraga & Martín-Prieto, 2012; García-Sanabria et al, 2011; Karnauskaitė et al., 2018; López-Bedoya & Freire-Boado, 2013; Warnken e Mosadeghi, 2018), o estudo dos diferentes aspectos físicos, naturais, culturais, económicos e sociais, permitiu propoñer un modelo de xestión para este espazo, e confrontalo coas medias actualmente en vigor. Estas propostas están destinadas a manter un equilibrio entre o dereito ao uso público nos ENP e a conservacións dos mesmos. Con todo, independentemente dos aspectos recollidos nas medidas de xestión para este espazo, é preciso un sistema de vixilancia que vele polo axeitado cumprimento das normas. Neste senso, as primeiras indagacións sobre o cumprimento da medidas recollidas na *Orde do 27 de xuño de 2023*, apuntan a unha afluencia de visitantes, en certas xornadas, moi superior ao indicado nas

estatísticas, pois ante a falta de control das persoas que chegan ao illote, accederon visitantes sen ter autorización pertinente.

Ademais do relativo as medidas de acceso e uso público, débese afondar na posta en valor dos diferentes elementos patrimoniais do illote, tanto en relación á paisaxe, a xeodiversidade e a biodiversidade, coma os aspectos e elementos culturais, históricos e sociais. A vinculación entre a poboación arousá e o illote tamén é un aspecto patrimonio inmaterial que se debe conservar, polo que se deberá facer un esforzo por parte das administracións e os diferentes colectivos sociais para a realización de diferentes actividades e actuacións (didácticas, científicas, de memoria histórica, exposicións, visitas guiadas, etc.) centradas no Areoso. Manter este vinculo histórico é un valor patrimonial en si mesmo á vez que á posta en valor do illote, axudará a incrementar a sensibilización da poboación local sobre a conservación deste espazo único da xeografía galega.

4.8 CONCLUSIÓNS

O illote do Areoso é un enclave singular que destaca polos seus valores físico-naturais, socio-económicos e culturais. Este variado patrimonio presenta unha alta vulnerabilidade, debido á dinámica erosiva e á degradación ambiental causada pola presión turística. As elevadas taxas erosivas rexistrada a comezos de século supuxo unha perda importante do hábitat dunar e a destrución de tres estruturas arqueolóxicas. O importante volume de visitantes durante os meses estivais, levou á administración autonómica á implantar serie de medidas destinadas ao control do uso público e a conservación do espazo, incluíndo un sistema de solicitude acceso previo. Non obstante, estas medias de xestión presentan, *a priori*, certas eivas que deberán ser obxecto de reflexión no futuro, como pode ser a necesidade de zonificar o illote para clarificar os usos permitidos segundo a vulnerabilidade do sector, a xestión do embarranque e atraque das embarcacións ou a posta en marcha de medidas de rexeneración dunar.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

CHAPTER V

CONCLUSIONS

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

Areoso is a small island located in the inner part from the Arousa ria (NW Iberian Peninsula). It presents two differentiated sectors, the northern corresponds to a *trailing spit*-type sedimentary arrow characterized by the rotation of its northern sandy lobe, and the southern, which corresponds to a rocky outcrop covered by a phytostabilized aeolian mantle. The geodiversity, biodiversity and archaeological heritage of the island are threatened by the impact of marine erosion and tourist pressure in recent decades, what is necessary and urgent to research and implement measures aimed at its management and conservation. The combination of both a high degree of vulnerability and uniqueness has aroused a very diverse scientific interest in topics, also including aspects related to morphodynamics, paleoenvironmental reconstruction, archaeology and its management and enhancement. Aspects that have been integrated and discussed within the framework of this doctoral thesis, from a geographical perspective whose main objective has been the study and planning of the territory, and where the bio-physical aspects constitute the basis for the interpretation of the dynamics of the coastal environment. The approach used has made it possible to address the management from a comprehensive perspective. The natural, cultural, social and economic aspects define the complex balance between human societies and natural systems are taken into account.From a specific point of view, the conclusions reached in the topics addressed are summarized.

(I) The study of morphodynamics has made it possible to identify the recent evolution of Areoso. The creation of a floating farming raft polygon in the 1960s and 1970s caused a destabilization of the of the northern spit. As a result, the spit modified its configuration, acquiring a morphodynamic behavior characterized by the rotation of the northern sandy lobe. The anomalous position of the lobe between 1980 and 1989 caused the development of a submarine lobe and the retention of a significant volume of sediment. By not having an external source of sediment, beyond biogenic contributions, a sedimentary deficit was generated in the system, favouring erosive dynamics. The rupture of the central isthmus at the beginning of the 21st century that held the two dune sectors together substantially amplified the erosive effect on the western flank. In recent years, a trend towards the stabilization of dune fronts has been detected. Among other specific aspects that can be mentioned:

- The high performance of geographic information systems as a territorial analysis tool.
- The usefulness of remote images and photointrepretation for the study of morphodynamic changes in coastal environments, including the identification of wave patterns, in spite of the lack of wave data inside the ria.
- The impact of floating farming raft on coastal dynamics, whose wave attenuation effect can significantly interfere with the morphodynamic balance on sedimentary coasts.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

(II) The study of edapho-sedimentary sequences of the islands of Areoso and Arousa has made it easier to demonstrate different evolutionary processes in both sectors despite their geographical proximity. In Areoso, four edapho-sedimentary environments were identified (continental, intertidal, beach-dune and aeolian) representative of the changes in environmental conditions that have occurred since the Middle Holocene. The disconnection of the island at the sedimentary level prevents the arrival of external material, so the origin of the sediment is strictly local. The edapho-sedimentary sequences have made it possible to reconstruct the paleo-environmental evolution of Areoso during the final phases of the Holocene transgression, and to determine the moment when the relative sea level would have reached levels like the current ones (3500 - 3200 BP). Among the specific aspects we can mention:

- The high potential of coastal edapho-sedimentary deposits as paleoenvironmental archives.
- The usefulness of sediment analysis and other earth science methods for the study and interpretation of changes in the territory and landscape.
- The significant archaeological potential of Areoso being an important site, allows us to relate environmental changes with cultural changes, and also estimate the impacts of prehistoric societies on the territory and landscape.
- The limited contribution of external sedimentary material in the Areoso configuration is an advantage over studies carried out in barrier-lagoon systems, seabed sediments or estuaries, whose sedimentary balance is influenced by the contributions of external terrigenous and/or fluvial material, which can make interpretation difficult.

(III) Areoso is a unique site that stands out for its natural, cultural and socioeconomic value. The high vulnerability derived from the erosive dynamics and environmental degradation caused by tourist pressure led to the implementation of several measures aimed at managing the protected natural space, including a prior access request system. However, the recently approved management plan has certain deficiencies that should be the subject of reflection in the future. Beyond the management measures, the research carried out allowed us to obtain a series of specific conclusions:

- The suitability of integrated studies that natural, social, economic and cultural aspects are valued.
- The importance of scientific dissemination, so that the results obtained are not limited to the academic field but can be known by society and administrations.
- The usefulness of interviews as a qualitative tool for interpreting the relationship between territory and society.
- The need to consider the opinion of the local population regarding any issue related to the management of a specific natural space.
- The insufficient consideration of geomorphological elements and geodiversity as heritage elements. This deficit affects the need for its study and enhancement, aimed at effecting a change in the current paradigm of natural heritage.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

- The potential of educational projects in the heritage processes and enhancement of protected natural spaces.

(IV) Finally, possible lines of future research should be mentioned, arising from the different results and interpretations obtained in this investigation.

- Provide continuity in the morphodynamical monitoring of Areoso, both to corroborate the change in trend observed in recent years and to identify possible anomalies in its behaviour, as well its response to future environmental changes.
- The detailed investigation of the erosion dynamics detected in the NE sector of the Arousa island, and if this can be also detected in other sectors near the Arousa ria.
- The role of geography, in general, and the study of edapho-sedimentary deposits, in particular, in the current debate on the Anthropocene.
- The paleoenvironmental study of the island of Arousa, since the data obtained so far suggest differences with the evolutionary model proposed for Areoso.
- Monitor the impact of the management measures implemented by the regional administration in Areoso recently.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

REFERENCIAS

Abanades, J., Flor-Blanco, G., Flor, G. & Iglesias, G. (2018). Dual wave farms for energy production and coastal protection. Ocean & Coastal Management, 160, 18-29. https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.03.038

Abanades, J., Greaves, D. & Iglesias, G. (2014). Coastal defence through wave farms. Coastal Engineering, 91, 299-307. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.06.009

Abdussamatov, H. I. (2016). The new Little Ice Age has started. En Evidence-Based Climate Science (pp. 307-328). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804588-6.00017-3

Abril Hurtado, J. (1985). Memoria de la Hoja nº 16/26 (Pontevedra/La Guardia). Mapa Geológico de España E. 1:200.000, Segunda Serie, Primera edición. IGME.

Achinstein, P. (Ed.). (2004). Science rules: A historical introduction to scientific methods. Johns Hopkins University Press.

Acosta, J. (1984). Occurrence of acoustic masking in sediments in two areas of the continental shelf of Spain: Ria de Muros (NW) and Gulf of Cadiz (SW). Marine Geology, 58(3-4), 427-434. https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90212-3

Acosta, J. & Herranz, P. (1984). Contribución al conocimiento del cuaternario marino en la Ría de Muros y Noya. Thalassas, 2(1), 13-21.

Adhémar, J. A. (1842). Revolutions de la mer: Déluges Périodiques. Carilian-Goeury et V. Dalmont.

Agassiz, L. (1840). Etudes sur les glaciers. Neuchatel: Jent et Gassmann. https://archive.org/details/tudessurlesgla00agas/page/n5/mode/2up

Aguirre, E. & Pasini, G. (1985). The Pliocene-Pleistocence Boundary. Episodes. Journal of International Geoscience, 8(2), 116-120. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1985/v8i2/009

Aira Rodríguez, M. J., Saa, M. D. P. & Díaz-Fierros, F. (1987). Análisis polínico de un depósito periglaciar en Moucide (Lugo). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 229-237. http://hdl.handle.net/2183/5979

Alcalá, B., Benda, L. & Ivanovic Calzaga, Y. (1996). Erste palynologische Untersuchungen zur Altersstellung des Neogen-Beckens von Xinzo de Limia (Prov. Orense, Spanien). Newsletters on Stratigraphy, 34, 31-38. https://doi.org/10.1127/nos/34/1996/31

Alcántara-Carrió, J., Alejo, I., Delgado., Louzao, M. & Vilas, F. (2002). Descripción del cordón dunar de la playa de Arealonga (Ría do Barqueiro, NO de España). En A. Pérez-González, J. Vegas & M. J. Machado (Eds.), Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio (pp. 151-157). Instituto Geológico y Minero de España.

Aldrey-Vázquez, J. A. (1997). Análisis de la actividad pesquera en Portosín. En Dinámica Litoral-Interior (Vol. I, pp. 711-716). Asociación de Geógrafos Españoles e Universidade de Santiago de Compostela.

Alejo, I., Alcántara-Carrió, J., Diz, P., Francés, G., Nombela, M. A. & Vilas, F. (1999). Los sedimentos del submareal adyacente al sistema Playa-Barrera-Lagoon de Louro (Galicia, NO de España). Thalassas, 15(1), 53-60.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Alejo, I., Costas, S. & Vila-Concejo, A. (2005). Littoral evolution as a response to human action: the case of two sedimentary systems in a Galician Ria. Journal of Coastal Research, 49, 64-69. https://www.jstor.org/stable/25737406

Alejo, I., Diz, P., Francés, G., Nombela, M. A. & Vilas, F. (2000). Caracterización de los sedimentos de la plataforma proximal del complejo playa-barrera-lagoon de Corrubedo (Galicia, NO de España). Geogaceta, 27, 203-206 . http://hdl.handle.net/10272/9928

Alejo, I., Nombela, M. A. & González-Villanueva., R. (2022). Resultados de la aplicación de un programa de monitarización morfosedimentaria para la gestión del banco marisquero de la playa de Vilarrube entre 2016 y 2020 (Ría de Cedeira, costa norte de Galicia). En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela.

Alejo, I., de Ramón, M. J., Nombella, M., Reigosa, M. J. & Vilas, F. (1990). Complejo intermareal de A Ramallosa, (Bahia de Baiona, Pontevedra). I. Ecologia y evolución. Thalassas, 8, 45-56.

Alejo, I. & Vilas, F. (1988). Ambientes sedimentarios de la Ensenada de Baiona (Pontevedra). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 12, 11-24. http://hdl.handle.net/2183/6017

Alley, R. B. & Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. Quaternary Science Reviews, 24(10-11), 1123-1149. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004

Allighieri, D. (1320). De aqua et terra. Quistione trattata in Verona da Dante Allighieri il Di 20, Gennajo MCCCXXintorno alla forma del globo terracqueo ed al luogo rispettivamente occupato dall' aqua e dalla terra. Torri, Livorno.

Almécija, C., Alejo, I. & Pérez-Arlucea, M. (2008). Morfodinámica e hidrodinámica de una playa expuesta: ejemplo de la playa de Louro (Muros, NW Península Ibérica). Geo-Temas, 10, 487-490.

Almécija, C., Villacieros-Robineau, N., Alejo, I. & Pérez-Arlucea, M. (2009). Morphodynamic conceptual model of an exposed beach: the case of Louro Beach (Galicia, NW Iberia). Journal of Coastal Research, 1711-1715. https://www.jstor.org/stable/25738082

de Almeida, L. R., González, M. & Medina, R. (2019). Morphometric characterization of foredunes along the coast of northern Spain. Geomorphology, 338, 68-78. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.04.019

Alonso, A., Lorenzo, F. & Pagés, J. L. (2000). Dinámica litoral y erosión en la ría de El Barquero: factores antrópicos y procesos naturales. Geogaceta, 28, 7-10. http://hdl.handle.net/10272/9864

Alonso, A. & Pagés, J. L. (2000). El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlántico. Revista de la Sociedad Geológica de España, 23 (1): 17-29.

Alonso, A. & Pagés, J. L. (2007). Stratigraphy of Late Pleistocene coastal deposits in northern Spain. Journal of Iberian Geology, 33(2), 207-220.

Alonso, A. & Pagés, J. L. (2010). Evolución del nivel del mar durante el Holoceno en el Noroeste de la Península Ibérica. Revista de la Sociedad Geológica de España, 23(3-4), 157-167.

Alonso, A., Pagés, J. L., López García, M. J. & Cearreta, A. (2003). Cronoestratigrafía de la transgresión holocena en el Golfo Ártabro (La Coruña, NO de España). En Flor, G. (Ed.), Actas de la XI Reunión Nacional del Cuaternario (pp. 33-38). Asociación para el Estudio del Cuaternario.

Alonso, B., Ercilla, G., Casas, D., Estrada, F., Farrán, M. L., García, M., Rey, D. & Rubio, B. (2008). Late pleistocene and holocene sedimentary facies on the SW Galicia Bank (Atlantic NW Iberian Peninsula). Marine Geology, 249(1-2), 46-63. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.012

Álvarez, M. C., Flores, J. A., Sierro, F. J., Diz, P., Francés, G., Pelejero, C. & Grimalt, J. (2005). Millennial surface water dynamics in the Ría de Vigo during the last 3000 years as revealed by coccoliths and molecular biomarkers. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 218(1-2), 1-13. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.12.002

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R. & Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. Geomorphology, 93(3-4), 316-334. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.005

Álvarez Vázquez, R., Bernabeu, A. M., Nombela, M. A., Méndez, G. & Vilas, F. (2002). Evolución morfodinámica de la playa de Panxón (Galicia, NO de España). Geogaceta, 33, 19-22. http://hdl.handle.net/10272/9109

Andersen, C., Koc, N. & Moros, M. (2004). A highly unstable Holocene climate in the subpolar North Atlantic: evidence from diatoms. Quaternary Science Reviews, 23(20-22), 2155-2166. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.004

Anderson, R. S. & Anderson, S. P. (2010). Geomorphology: the mechanics and chemistry of landscapes. Cambridge University Press.

Andrade, A., Rubio, B., Rey, D., Álvarez-Iglesias, P., Bernabeu, A. M., & Fedi, M. (2014). Environmental changes at the inner sector of Ría de Muros (NW Spain) during Middle to Late Holocene. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 136, 91-101. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2013.11.005

Andrade, A., Rubio, B., Rey, D., Álvarez-Iglesias, P., Bernabeu, A. M. & Vilas, F. (2011). Palaeoclimatic changes in the NW Iberian Peninsula during the last 3000 years inferred from diagenetic proxies in the Ría de Muros sedimentary record. Climate Research, 48(2-3), 247-259. https://doi.org/10.3354/cr00992

Andreu, J. & Vilà, M. (2007). Análisis de la gestión de las plantas exóticas en los espacios naturales españoles. Revista Ecosistemas, 16(3), 109-124. https://revistaecosistemas.net/index.php/ecosistemas/article/view/118

Andrews J. T. (2004). Glacial Isostasy. En A. S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of geomorphology (Vol. 2) (pp.448-451). Routledge.

Anthropocene Working Group (3 de xaneiro de 2023). Working Group on the 'Anthropocene'. Subcommission on Quaternary Stratigraphy. http://quaternary.stratigraphy.org/working-groups/anthropocene/

APA (2020). Manual of the American Psychological Association, Seventh Edition. American Psychological Association.

Aranbarri, J. (2016). Impactos de la variabilidad climática rápida en el paisaje vegetal del noreste peninsular durante el Holoceno a partir de datos palinológicos. [Tese doutoral, Universidad del Pais Vasco]. http://hdl.handle.net/10810/19640

Aranbarri, J., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Gil-Romera, G., Sevilla-Callejo, M., García-Prieto, E., Di Rita, F., PilarMata, M., Morellón, M., Magri, D., Rodríguez-Lázaro, J. & Carrión, J. S. (2014). Rapid climatic changes and resilient vegetation during the Lateglacial and Holocene in a continental region of south-western Europe. Global and Planetary Change, 114, 50-65. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.003

Araújo, M. A. (2003). O litoral norte de Portugal e os depósitos cenozóicos da região do Porto: a tectónica e os eustatismo. En R. Blanco-Chao, J. López-Bedoya & A. Pérez-Alberti (Eds.), Procesos geomorfológicos y evolución costera (pp. 271-293). Universidade de Santiago de Compostela.

Araújo, M. A., Gomes, A., Chaminé, H. I., Fonseca, P. E., Pereira, L. C. & Jesus, A. (2003). Geomorfologia e geologia regional do sector de Porto–Espinho (W de Portugal): implicações morfoestruturais na cobertura sedimentar cenozóica. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 28, 79-105. http://hdl.handle.net/2183/6552

Arce-Chamorro, C. (2017). Datación por luminiscencia de depósitos fluviales y eólicos en el margen occidental de Galicia. [Tese Doutoral. Universidade da Coruña]. http://hdl.handle.net/2183/19810

Arce-Chamorro, C., Sanjurjo-Sánchez, J. & Vidal-Romaní, J. R. (2022a). Chronology of Coastal Alluvial Deposits in The Ria de Coruña (NW Spain) Linked to the Upper Pleistocene Sea Level Regression. Applied Sciences, 12(19), 9982. https://doi.org/10.3390/app12199982

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Arce-Chamorro, C. & Vidal-Romaní, J. R. (2021a). Cronología finipleistocena de los depósitos fluviales costeros en la desembocadura del Río Ulla en la Ría de Arousa (Galicia, NO de España) mediante datación OSL. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Revista de Xeoloxía Galega e do Hercínico Peninsular, 43, 61-88. http://hdl.handle.net/2183/30333

Arce-Chamorro, C., Vidal Romaní, J. R., Grandal d'Anglade, A. & Sanjurjo Sanchez, J. (2022b). Aeolization on the Atlantic coast of Galicia (NW Spain) from the end of the last glacial period to the present day: Chronology, origin and evolution of coastal dunes linked to sea-level oscillations. Earth Surface Processes and Landforms, 48(1), 198-214. https://doi.org/10.1002/esp.5481

Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J. R. & Sanjurjo-Sánchez, J. (2021b). Islas Cíes: una trampa eólica en la Ría de Vigo (Galicia, España) al final del último glaciar. Geogaceta, 70, 7-10.

Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J. R. & Sanjurjo-Sánchez, J. (2022c). Chronology of Four Climbing Dune Outcrops on the Atlantic Coast of Galicia (NW Spain) Linked to the Sea Level Fall during the MIS6 and MIS4 Isotopic Stages. Journal of Marine Science and Engineering, 10(3), 312. https://doi.org/10.3390/jmse10030312

Arce-Chamorro, C., Vidal-Romaní, J. R. & Sanjurjo-Sánchez, J. (2022d). New Model of Coastal Evolution in the Ria de Vigo (NW Spain) from MIS2 to Present Day Based on the Aeolian Sedimentary Record. Journal of Marine Science and Engineering, 10(10), 1350. https://doi.org/10.3390/jmse10101350

Arche, A. (2010). Facies, sedimentología y análisisde cuencas sedimentarias. En A. Arche (Ed.), Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria (pp.15-51). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

Arcos, F.; Salvadores, R. & Mouriño, J. (2018). Valoración do estado de conservación das aves acuáticas invernantes na Rede Natura 2000 de Galicia e realización dos censos de aves invernantes de Galicia 2018-2019. Consellería de Medio Ambiente e Ordenación do Territorio, Xunta de Galicia.

Arduino, G. (1760). Sopra varie sue Osservazioni fatte in diverse parti del Territorio di Vicenza, ed altrove, appartenenti alla Teoria Terrestre, ed alla Mineralogia. Nuova Raccolta di Opuscoli Scientifici e Filologici.

Arenas, R. (1988). Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico parautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España). Corpus Geologicum Gallaecia, 4, 1-543.

Ares, A., Rey, D., Rubio, B., Mohamed, K., Bernabeu, A. & Vilas, F. (2008). Reconstrucción paleoclimática de la plataforma continental gallega basada en datos geoquímicos y magnéticos. Geogaceta, 44, 87-90.

Armada, X. L., Alonso, V., Carrasco-García, P., Costa-Casais, M., Güimil Fariña, A., Mañana Borrazás, P. & Otero-Vilariño, C. (2015). El yacimiento de Santa Comba (Covas, Ferrol): investigaciones arqueológicas en un enclave de la ruta marítima atlántica. Gallaecia, 34, 83-124. DOI: https://doi.org/10.15304/gall.34.2752

Arps, C .E .S. & Kluyver, H. M. (1969). Sedimentology of the northwestern shores of the Ría de Arosa (NW Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 37(1), 135–145. https://repository.naturalis.nl/pub/505969/

Arrhenius, S. (1896). XXXI. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 41(251), 237-276. https://doi.org/10.1080/14786449608620846

Arrhenius, G. (1952). Sediment cores from tha east Pacific. Report Swedish Deep-sea Expedition 1947-1948, 5, 1-228.

Arribas, J. (2010). Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. En A. Arche (Ed.), Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria (pp.15-51). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

Arribas, J., Alonso, Á., Pagés, J. L, & González-Acebrón, L. (2010). Holocene transgression recorded by sand composition in the mesotidal Galician coastline (NW Spain). The Holocene, 20(3), 375-393. https://doi.org/10.1177/0959683609353429

Asensio Amor, I. (1985). Conexion entre terrazas prelitorales y litorales en las proximidades del limite galaico-astur. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 9, 321-328. http://hdl.handle.net/2183/5945

USC DE COMPOSTELA

Asensio Amor, I. & Catoira, J. L. (1985). Contribución al estudio de sedimentos de la ría de Ribadeo. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 9, 307-319. http://hdl.handle.net/2183/5933

Asensio Amor, I., & Catoira, J. L. (1986). Condiciones hidrodinámicas y de sedimentación en el estuario del Eo (límite galaico-astur). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 10, 11-27. http://hdl.handle.net/2183/5961

Asensio Amor, I. & González Martín, J. A. (1987). Síntesis de procesos geomorfológicos en el límite galaico-astur. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 103-111. http://hdl.handle.net/2183/5976

Asensio Amor, I. & González Martín, J. A. (1992). Síntesis de procesos periglaciares en Galicia (España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 17, 7-12. http://hdl.handle.net/2183/6121

Asensio Amor, I. & Grajal, M. (1981). Rasgos morfológicos y sedimentológicos de la Ría de Betanzos (A Coruña, Galicia, España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 2, 197-208 http://hdl.handle.net/2183/5756

Asensio Amor, I. & Grajal, M. (1982). Morfología litoral y sedimentación actual de la Ría de Ares. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 3, 247-264. http://hdl.handle.net/2183/5805

Asensio Amor, I. & Grajal, M. (1983). La dinámica fluviomarina en los estuarios del Mandeo y Eume. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 6, 219-233. http://hdl.handle.net/2183/6341

Asensio Amor, I. & Lombardero Rico, J. M. (1986). Formaciones cuaternarias del valle del Eo, aguas arriba de A Pontenova (Lugo). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 10, 29-49. http://hdl.handle.net/2183/5958

Asensio Amor, I. & Lombardero Rico, J. M. (1987). Contribución al estudio de terrazas fluviales en el valle del Eo (Lugo). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 31-36. http://hdl.handle.net/2183/5981

Asensio Amor, I. & Lombardero Rico, J. M. (1988). Glacis mixtos de vertiente en el valle del Eo (límite galaico-astur). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 12, 25-34. http://hdl.handle.net/2183/6014

Asensio Amor, I. & Lombardero Rico, J. M. (1990). Depósitos coluviales y torrenciales del sector nororiental de Lugo (Galicia). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 15, 171-181. http://hdl.handle.net/2183/6061

Asensio Amor, I. & Lombardero Rico, J. M. (1991). Materiales detríticos ordenados en el valle del Eo (Lugo, España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 16, 65-73. http://hdl.handle.net/2183/6100

Asensio Amor, I. & Nonn, H. (1964). Materiales sedimentarios de terrazas fluviales. Estudios Geográficos, 96, 319-376.

Aslan, A. (2013). Fluvial nvironments: Sediments. En S. A. Elias & C. J. Mock (Eds.), Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition, pp. 663-675). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00111-4

Axford, Y., De Vernal, A. & Osterberg, E. C. (2021). Past warmth and its impacts during the Holocene thermal maximum in Greenland. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 49, 279-307. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-081420-063858

Ayán Vila, X., Costa-Casais, M., Tallón-Armada, R., Rodríguez-Martínez, R. & Franco-Fernández, M. A. (2011). Redescubriendo o Castro Pequeno de Neixón (Boiro, A Coruña): nuevos resultados de la campaña arqueológica de 2008. Férvedes, 7, 159-168. http://hdl.handle.net/10261/137817

Bacon, K. L. & Swindles, G. T. (2016). Could a potential Anthropocene mass extinction define a new geological period?. The Anthropocene Review, 3(3), 208-217. https://doi.org/10.1177/205301961666686

Balascio, N. L., D'Andrea, W. J. & Bradley, R. S. (2015). Glacier response to North Atlantic climate variability during the Holocene. Climate of the Past, 11(12), 1587-1598. https://doi.org/10.5194/cp-11-1587-2015

Bao, R., Alonso, A., Delgado, C. & Pagés, J. L. (2007). Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 247(3-4), 296-312. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.019

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Barbeito, V. J., Fábregas-Valcarce, R., Rodríguez-Rellán, C., Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Martín Seijo, M., Paz, A., Fariña, A. & Gorgoso L. (2015). Ocupacións domésticas na serra do Barbanza: resultados preliminares. Gallaecia, 34, 125-158. https://doi.org/10.15304/gall.34.3274

Barnosky, A. D., Matzke, N., Tomiya, S., Wogan, G. O., Swartz, B., Quental, T. B., Marshall, C., McGuire, J. L., Lindsey, E. L., McGuire, K. C., Mersey, B. & Ferrer, E. A. (2011). Has the Earth's sixth mass extinction already arrived?. Nature, 471(7336), 51-57. https://doi.org/10.1038/nature09678

Barnosky, A. D. (2014). Palaeontological evidence for defining the Anthropocene. Geological Society, London, Special Publications, 395(1), 149-165. https://doi.org/10.1144/SP395.6

Barragán, J. M. (2003). Medio ambiente y desarrollo en áreas litorales. Introducción a la Planificación y Gestión Integradas. Servicio de publicaciones, Universidad de Cádiz.

Barragán, J. M. (2004). Las áreas litorales de España: Del análisis geográfico a la gestión integrada. Ariel.

Barragán, J. M. (2014). Política, Gestión y Litoral: Nueva visión de la gestión integrada de áreas litorales. Editora Tébar Flores.

Barragán, T., Francés, G. & Pérez-Arlucea, M. (2009). Asociación de foraminíferos bentónicos holocenos del complejo de la Ramallosa (Rías Baixas, NW de la Península Ibérica). Paleolusitana, 1, 93-96.

Barral Silva, M. T., Guitián Rivera, F. & Guitián Ojea, F. (1985). Estudio sedimentologico de un depósito arenoso de la rasa Cantábrica. Aplicación de la exoscopía del cuarzo. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 9, 329-347. http://hdl.handle.net/2183/5913

Barros, G. V., Martinelli, L. A., Novais, T. M. O., Ometto, J. P. H. & Zuppi, G. M. (2010). Stable isotopes of bulk organic matter to trace carbon and nitrogen dynamics in an estuarine ecosystem in Babitonga Bay (Santa Catarina, Brazil). Science of the Total Environment, 408(10), 2226-2232. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.01.060

Barry, A., & Maslin, M. (2016). The politics of the Anthropocene: a dialogue. Geo: Geography and Environment, 3(2), e00022. https://doi.org/10.1002/geo2.22

Bauer, A. M., Edgeworth, M., Edwards, L. E., Ellis, E. C., Gibbard, P. & Merritts, D. J. (2021). Anthropocene: event or epoch?. Nature, 597(7876), 332-332. https://doi.org/10.1038/d41586-021-02448-z

Bellot, F. & Vieitez, E. (1945). Primeros resultados del análisis polínico de las turberas galaicas. Anales del Instituto de Edafología, Ecología y Fisiología Vegetal, 2, 281-303. http://hdl.handle.net/10261/193290

Beltrán, O., Pascual, J. & Vaccaro, I. (2008). Introducción. Espacios naturales protegidos, política y cultura. En O. Beltran, J. J. Pascual & I. Vaccaro (Coord.), Patrimonialización de la naturaleza, el marco social de las políticas ambientales (pp. 11-25). ANKULEGI Antropologia Elkartea.

Benjamin, J., Rovere, A., Fontana, A., Furlani, S., Vacchi, M., Inglis, R. H., Galili, E., Antonioli, F., Sivan, D., Miko, S., Mourtzas, N., Felja, I., Meredith-Williams, M., Goodman-Tchernov, B., Kolaiti, E., Anzidei, M. & Gehrels, R. (2017). Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review. Quaternary International, 449, 29-57. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.025

Bergillos, R. J., López-Ruiz, A., Medina-López, E., Moñino, A. & Ortega-Sánchez, M. (2018). The role of wave energy converter farms on coastal protection in eroding deltas, Guadalfeo, southern Spain. Journal of Cleaner Production, 171, 356-367. https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2017.10.018

Bergillos, R. J., Rodriguez-Delgado, C., Cremades, J., Medina, L. & Iglesias, G. (2020). Multi-criteria characterization and mapping of coastal cliff environments: A case study in NW Spain. Science of The Total Environment, 746, 140942. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140942

Bernabeu, A. M., Lersundi-Kanpistegi, A. V. & Vilas, F. (2012). Gradation from oceanic to estuarine beaches in a ría environment: A case study in the Ría de Vigo. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 102, 60-69. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.03.001

Bernárdez, P., González-Álvarez, R., Francés, G., Prego, R., Bárcena, M. A. & Romero, O. E. (2008). Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian peninsula—evidence from a marine record. Journal of Marine Systems, 72(1-4), 366-382. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.03.009

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Bernárdez, P., Prego, R., Filgueiras, A. V., Ospina-Álvarez, N., Santos-Echeandía, J., Álvarez-Vázquez, M. A. & Caetano, M. (2017). Lithogenic sources, composition and intra-annual variability of suspended particulate matter supplied from rivers to the Northern Galician Rias (Bay of Biscay). Journal of sea research, 130, 73-84. https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.05.006

Bernárdez, P., Prego, R., Giralt, S., Esteve, J., Caetano, M., Parra, S. & Francés, G. (2012). Geochemical and mineralogical characterization of surficial sediments from the Northern Rias: Implications for sediment provenance and impact of the source rocks. Marine Geology, 291, 63-72. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.016

Bilbao, J., Román, R. & De Miguel, A. (2019). Temporal and spatial variability in surface air temperature and diurnal temperature range in Spain over the period 1950–2011. Climate, 7(1), 16. https://doi.org/10.3390/cli7010016

Bird, E. C. (2008). Coastal geomorphology: an introduction. John Wiley & Sons.

Birot, P. & Sole, L. (1954). Recherches morphologiques dans le NW de la Pèninsule Ibèrique. Mémoires et Documents C.N.R.S. 4, 7-61.

Bisdom, E. B. A. (1967). Micromorphology of a weathered granite near the Ría de Arosa (NW Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 37(1), 33–67. https://repository.naturalis.nl/pub/505776/

Blanco-Chao, R. (2019). Beaches of Galicia. En J. A. Morales (Ed.), The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management (pp. 189-207). https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_9

Blanco-Chao, R., Cajade-Pascual, D. & Costa-Casais, M. (2020). Rotation, sedimentary deficit and erosion of a trailing spit inside ria of Arousa (NW Spain). Science of The Total Environment, 749, 141480. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141480

Blanco-Chao, R. & Costa-Casais, M. (2001). Influencia de formas y depósitos antiguos en la dinámica litoral: un ejemplo de la costa sur de Pontevedra (Galicia). En Actas del XVII Congreso de Geógrafos Españoles: Oviedo, noviembre de 2001 (pp. 137-140). Universidad de Oviedo.

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M. & Cajade-Pascual, D. (2016). Morfodinámica y geoarqueología de un islote arenoso (Ría de Arousa, Galicia). En J. M. Durán, M. Montes, A. Robador y A. Salazar (Eds.), Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Actas de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 467-473). Instituto Minero y Geológico de España. http://hdl.handle.net/10347/16064

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M. & Cajade-Pascual, D. (2022). Pendiente, tamaño de sedimento, permeabilidad y herencias en playas de material grueso. En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela. http://hdl.handle.net/10347/30050

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Cajade-Pascual, D. & Gómez-Rey, G. (2018). Déficit sedimentario y erosión en una pequeña flecha (Trailing Spit). En C. García, L. Gómez-Pujol, E. Morán-Tejeda & R. J. Batalla (Eds.) Geomorfología del antropoceno: efectos del cambio global sobre los procesos geomorfológicos (pp. 149-152). Universitat de les Illes Balears.

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Cajade-Pascual, D. & Gómez-Rey, G. (2019). Coastal retreat and sedimentation during the last 3000 years. Atlantic coast of NW Spain. Journal of Marine Science and Engineering, 7(10), 331. https://doi.org/10.3390/jmse7100331

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pérez-Alberti, A. & Trenhaile, A. S. (2003). Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 28(7), 757-775. https://doi.org/10.1002/esp.496

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pérez-Alberti, A. & Vázquez-Paz, M. (2002). Holocene evolution on Galician coast (NW Spain): an example of paraglacial dynamics. Quaternary International, 93, 149-159. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00013-7

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M. & Pérez-Alberti, A. (1994). El papel del contexto estructural y los procesos de alteración en el modelado de dos sectores de la costa gallega: Valdoviño y Carnota. En J.M. Arnáez-Vadillo, J.M. García Ruiz & A. Gómez Vilar (Eds.), Geomorfología en España (Tomo I, pp. 315-325). Sociedad Española de Geomorfología.

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M. & Pérez-Alberti, A. (1998). Aplicación de SlG a la cartografía de la costa: el ejemplo de la ensenada de O Bao (Pontevedra) y acantilados de Montes de A Lagoa. En A. Gómez-Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.), Investigaciones recientes de la Geomorfología Española (pp 707-710). Universitat de Barcelona.

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Rey-García, J. M. & Vilaseco Vázquez, X. I. (2015). Erosión costera en yacimientos arqueológicos: Guidorio Areoso, Ria de Arousa, Galicia. Geotemas, 15, 1-4. https://sociedadgeologica.org/publicaciones/geotemas/geo-temas-15/

Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M., Taboada, T. & Tallón-Armada, R. (2017). Sedimentología y cambios del nivel del mar en el islote Guidoiro Areoso, Ría de Arousa, NO de la Península Ibérica. Geotemas, 17, 103-106.

Blanco-Chao, R. & Costa-Casais, M. & Vázquez-Paz, M. (2000). As paisaxes da costa: a dinámica xeomorfolóxica na súa configuración. En Galicia fai dous mil anos: o feito diferencial galego (pp. 197-235). Museo do Pobo Galego.

Blanco-Chao, R., Feal-Pérez, A., Valcárcel, M., Costa-Casais, M. & Pérez-Alberti, A. (2009). Retrocesos en acantilados sedimentarios de la costa Atlántica Gallega dudrante los últimos 3500 años. En J. Morales, M. Cantano, A. Rodríguez & I. Delgado (Eds.), Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral (pp. 55-58). Universidad de Huelva. http://hdl.handle.net/10261/54603

Blanco-Chao, R. & Gómez-Rey, G. (2018). Progradación y rotación de un Sistema playa-duna: playa de río Sieira, ría de Muros, Galicia. En R. Blanco-Chao, F. Castillo, J. Horacio, M. Valcácel (Eds.), Xeomorfoloxía e Paisaxes Xeográficas. Catro décadas de investigación e ensino. Homenaxe a Augusto Pérez Alberti (pp. 41-54). Universidade de Santiago de Compostela

Blanco-Chao, R. & Pérez-Alberti, A. (1996a). Los procesos de inestabilidad de los acantilados como factores del retroceso reciente de la costa en Galicia: Montes da Lagoa y Ría de Ortigueira (A Coruña). En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 191-202). Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.

Blanco-Chao, R. & Pérez-Alberti, A. (1996b). Formas litorales en la costa noroccidental gallega: los sectores acantilados entre Cabo Prioriño (Ferrol) y Pta. Frouxeira (Valdoviño). Geographicalia, 33, 3-28. https://doi.org/10.26754/ojs_geoph/geoph.1996331708

Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M. & Valcárcel, M. (2005). Procesos de abrasión en playas de material grueso asociadas a plataformas intermareales rocosas. En L. Hernández Calvento, I. Alonso, J. Mangas & A. Yanes (Eds.), Tendencias actuales en Geomorfología Litoral. Actas de las III Jornadas de Geomorfología Litoral (pp. 177-180). Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. http://hdl.handle.net/10261/14249

Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M., & Valcárcel, M. (2006). Abrasion processes in coarse-clastic beaches linked to rocky shore platforms. En I. Alonso y J. A. G. Cooper (Eds.), Journal of Coastal Research. Special Issue. Coastal Geomorpholgy in Spain. (pp. 21-28). Coastal Education and Research Foundation. http://hdl.handle.net/10261/14580

Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A. S., Costa-Casais, M. & Valcárcel, M. (2007). Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. Geomorphology, 83(1-2), 136-151. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.028

Blanco-Chao, R., Valcarcel, M., Costa-Casais, M. & Pérez-Alberti, A. (2008). Long to short time-scale factors in rocky coasts change in the NW Spain. Estudos do Quaternário/Quaternary Studies, 5, 11-16. http://hdl.handle.net/10261/54529

Blott, S. J. & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth surface processes and Landforms, 26(11), 1237-1248. https://doi.org/10.1002/esp.261

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Stauffer, B. & Raynaud, D. (1995). Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. Nature, 374(6517), 46-49. https://doi.org/10.1038/374046a0

Boak, E. H. & Turner, I. L. (2005). Shoreline definition and detection: a review. Journal of coastal research, 21(4), 688-703. https://doi.org/10.2112/03-0071.1

Bode, A., Alvarez-Ossorio, M. T. & Varela, M. (2006). Phytoplankton and macrophyte contributions to littoral food webs in the Galician upwelling estimated from stable isotopes. Marine Ecology Progress Series, 318, 89-102. https://doi.org/10.3354/meps318089

Bode, A., Carrera, P. & Lens, S. (2003). The pelagic foodweb in the upwelling ecosystem of Galicia (NW Spain) during spring: natural abundance of stable carbon and nitrogen isotopes. ICES Journal of Marine Science, 60(1), 11-22. https://doi.org/10.1006/jmsc.2002.1326

Boillot, G. (1986). Comparision between the Galicia and Aquitaine margins. Tectonophysics, 129, 243-255. https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90254-4

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365(6442), 143-147. https://doi.org/10.1038/365143a0

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani G. & Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. Nature, 360(6401), 245-249. https://doi.org/10.1038/360245a0

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. & Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 294(5549), 2130-2136. https://doi.org/10.1126/science.1065680

Bond, G. & Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. Science, 267(5200), 1005-1010. https://doi.org/10.1126/science.267.5200.100

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278(5341), 1257-1266. https://doi.org/10.1126/science.1065680

Borja, F. & Jordá Pardo, J. F. (2020). Geoarchaeology as Geoarchaeology. Journal of anthropological and archaeological sciences, 2(5), 319-321.

Borobio Sanchiz, M. & García García, M. (2012). Plan de Ordenación del Litoral de Galicia: nuevas miradas para la ordenación territorial y la gestión del paisaje. Ciudad Y Territorio Estudios Territoriales, 44(171), 171-177.

Bostock, H. C., Lowe, D. J., Gillespie, R., Priestley, R., Newnham, R. M., & Mooney, S. D. (2015). The advent of the Anthropocene in Australasia. Quaternary Australasia, 32(1), 7-16. https://search.informit.org/doi/10.3316/informit.347173650898513

Botero, C., Cabrera, J. A. & Rodríguez-Perea, A. (2012). Las playas dentro del Manejo Integrado Costero. En A. Rodrígez-Perea, G. X. Pons, F. X. Roig-Munar, J. A. Martín-Prieto, M. Mir-Güal & J. A. Cabrera (Eds.). Reflexiones para un debate de la gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa (pp. 17-32). Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 19.

Bova, S., Rosenthal, Y., Liu, Z., Godad, S. P. & Yan, M. (2021). Seasonal origin of the thermal maxima at the Holocene and the last interglacial, Nature, 589, 548–553, https://doi.org/10.1038/s41586-020-03155-x

Bowen, D. Q. (1984). Quaternary Geology (2nd Edition). Pergamon Press.

Bowen, D. Q. & Gibbard, P. (2007). The Quaternary is here to stay. Journal of Quaternary Science, 22(1), 3-8. https://doi.org/10.1002/jqs.1082

Bowen, N. L. (1928). The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press.

Brain, M. J. (2016). Past, present and future perspectives of sediment compaction as a driver of relative sea level and coastal change. Current Climate Change Reports, 2(3), 75-85. https://doi.org/10.1007/s40641-016-0038-6

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Brilha, J., Gray, M., Pereira, D. I. & Pereira, P. (2018). Geodiversity: An integrative review as a contribution to the sustainable management of the whole of nature. Environmental Science & Policy, 86, 19-28. https://doi.org/10.1016/j.envsci.2018.05.001

Brosche, K. U. (1982). Studien zu jungpleistozänen und holozänen Sedimenten und fossilen Böden im Küstengebiet von West-Galizien (NW-Spanien). E&G Quaternary Science Journal, 32(1), 63-80. https://doi.org/10.3285/eg.32.1.06

Brosche, K. U. (1983). Die geomorphologisch-bodengeographische Deutung der pleistozänen Sedimente und der fossilen Böden an der Playa de Baranán (westl. La Coruna) und bei Cangas de Foz (Nord-Galizien). E&G Quaternary Science Journal, 33(1), 95-117. https://doi.org/10.3285/eg.33.1.08

Brunet, M., Jones, P. D., Sigró, J., Saladié, Ó., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P. M., Lister, D., Walther, A. & López, D. (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 112(D12). https://doi.org/10.1029/2006JD008249

Butzer, K. W. (1967). Geomorphology and Stratigraphy of the Paleolithic Site of Budino (Prov. Pontevedra, Spain). E&G Quaternary Science Journal, 18, 82-103. https://doi.org/10.3285/eg.18.1.04

Butzer, K. W. (1977). Geo-archaeology in practice. Reviews in Anthropology, 4(2), 125-131. https://doi.org/10.1080/00988157.1977.9977304

Buzter, K. W. (1982) Archaeology and Human Ecology: method and theory for a contextual approach. Cambridge University Press.

Cabalar, M. (2013). Análisis de la demanda de uso público en tres parques naturales de Galicia. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 61, 261-284. https://doi.org/10.21138/bage.1544

Cabalar, M.; Martí, A. & Royé, D. (2016) Reflexión sobre los problemas de conservación de la red Natura 2000 en Galicia (NW España). Lurralde: Investigación y espacio, (39): 69-88.

Cabrera, L., Jung, W., Kirchner, M., Sáez, A. & Schleich, H. H. (1994). Crocodilian and Paleobotanical findinds from tertiary lignites of the As Pontes Basin (Galicia, NW Spain)(Crocodylia, Plantae). Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 173, 153-165. http://hdl.handle.net/2445/34446

Cacho, I., Valero-Garcés, B. L. & González-Sampériz, P. (2010). Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial. En: F. F. Pérez & R. Boscolo (Eds.) Clima en España: pasado,presente y futuro (pp. 9-24). CLIVAR.

Cajade-Pascual, D., Blanco-Chao, R. & Costa-Casais, M. (2021a). Caracterización y evolución de la franja litoral de a Illa de Arousa (Pontevedra). En J. L.García (Ed.), Libro de trabajos aportados al XXVII Congreso de la Asociación Española de Geografía (pp. 769-781). Asociación Española de Geografía. http://hdl.handle.net/10347/29221

Cajade-Pascual, D., Blanco-Chao, R. & Costa-Casais, M. (2022). Propiedades sedimentarias en la configuración de un sistema litoral. Islote Areoso (Ría de Arousa, Pontevedra). En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela. http://hdl.handle.net/10347/30014

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M. & Blanco-Chao, R. (2019a). Ascenso del nivel del mar y cambios ambientales costeros durante el Holoceno Final. Islote Areoso, Ría de Arousa. En R. Durán, L. Guillén, G. Simarro (Eds.), X Jornadas de Geomorfología Litoral. Libro de ponencias (pp. 261-264). CSIC-Institut de Ciències del Mar. http://hdl.handle.net/10347/23262

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M. & Blanco-Chao, R. (2019b). La gestión de espacios litorales: el islote de Areoso (ría de Arousa, Pontevedra). En Crisis y espacios de oportunidad: retos para la geografía: libro de actas (pp. 297-313). Asociación Española de Geografía. http://hdl.handle.net/10347/29222

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M. & Blanco-Chao, R. (2021b). Spatial evolution and archaeological contextualization through holocene edapho-sedimentary deposits: Areoso island (NW Spain). En H. Pina, F. Martins & L. Dias Oliveira (Eds.), The Overarching Issues of the European Space. From Sustainable Development to Sustainability (pp. 390-399). Faculdade de Letras da Universidade do Porto. http://hdl.handle.net/10347/30722

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. & Domínguez-Almansa, A. (2019c). Educación y actuación didáctica en la gestión de espacios geomorfológicos singulares: el caso del islote Areoso y las representaciones del profesorado del entorno. En X. C. Macía, F. X. Armas-Quintá & F. Rodríguez-Lestegás (Coords.), La reconfiguración del medio rural en la sociedad de la información. Nuevos desafíos en la educación geográfica. Andavira.

Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. & Taboada, T. (2023). Sea-level change and human occupation over 6000 years on Areoso Island (Ría de Arousa, NW Iberian Peninsula). Environmental Earth Sciences, 82(11), 1-12. https://doi.org/10.1007/s12665-023-10955-7

Cano, J., Fumanal, M. P., Ferrer, C., Usera, J., Blázquez, A. M. & Olmo, J. (1997). Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior. Cuaternario Ibérico, 33-46.

Canosa, F. (2015). Inventario de LIG en el área del Cabo Ortegal (norte de Galicia). En A. Hilario, M. Mendia, M. Monge-Ganuzas, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte (Eds.), Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos (Vol. 18, pp. 79-85). Instituto Geológico y Minero de España

Carballeira, R., Leira, M., López-Rodríguez, M. C. & Otero, X. L. (2018). Attheya armata along the European Atlantic coast–The turn of the screw on the causes of "surf diatom". Estuarine, Coastal and Shelf Science, 204, 114-129. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.02.033

Carballeira, R., Vázquez-Loureiro, D., Otero, X. L., López-Rodríguez, M., Blanco-Chao, R., Bao, R., & Leira, M. (2015). Avance conceptual en la conservación de los humedales costeros en el contexto de la Gestión Integrada de Zonas Costeras. Geotemas, 15, 141-144.

Carballo, R. & Iglesias, G. (2013). Wave farm impact based on realistic wave-WEC interaction. Energy, 51, 216-229. https://doi.org/10.1016/j.energy.2012.12.040

Carcavilla, L., Durán, J. J., & López-Martínez, J. (2008). Geodiversidad: concepto y relación con el patrimonio geológico. Geo-Temas, 10, 1299-1303.

Carlé, W. (1949). Las rías bajas gallegas. Estudios Geográficos, 35, 320-330.

Carrión, Y., Kaal, J., López-Sáez, J. A., López-Merino, L. & Martínez Cortizas, A. (2010). Holocene vegetation changes in NW Iberia revealed by anthracological and palynological records from a colluvial soil. The Holocene, 20(1), 53-66. https://doi.org/10.1177/0959683609348849

Cartelle, V. (2019). Estratigrafía, ambientes de sedimentación, gas somero y análisis sísmico-secuencial del registro sedimentario de las rías de Arousa y Ferrol. [Tese doutoral, Universidade de Vigo]. http://hdl.handle.net/11093/1168

Cartelle, V. & García-Gil, S. (2018). From a river valley to a ria: Evolution of an incised valley (Ría de Ferrol, north-west Spain) since the Last Glacial Maximum. Sedimentology, 66(5), 1930-1966. https://doi.org/10.1111/sed.12565

Cartelle, V., García-Moreiras, I., Martínez-Carreño, N., Sobrino, C. M., & García-Gil, S. (2022). The role of antecedent morphology and changing sediment sources in the postglacial palaeogeographical evolution of an incised valley: The sedimentary record of the Ría de Arousa (NW Iberia). Global and Planetary Change, 208, 103727. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103727

Carter, R. W. G. (1988). Coastal environments. An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines. Academic Press.

Carvalho, J., Rabeh, T., Dias, R., Dias, R., Pinto, C., Oliveira, T., Cunha, T. & Borges, J. (2014). Tectonic and neotectonic implications of a new basement map of the Lower Tagus Valley, Portugal. Tectonophysics, 617, 88-100. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.017

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Casal, G., Sánchez-Carnero, N. & Freire, J. (2010). Generación de una línea de costa digital de Galicia (NW España) a gran escala, utilizando fotointerpretación y segmentación dinámica. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, (53), 7-19.

Castelao, A. M., Ares, J. C. & Díaz-Fierros, F. (1985). Estudio de los materiales de partida de los suelos de la Terra Chá. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 9, 378-397.

Castillejo, J. (1983). Malacofauna terrestre de Galicia, II. Distribucion actual provisional de la familia Arionidae y Helicidae (Gastropoda, Pulmonata). Cuadernos de Inice-Ciencia, 6, 59-68.

Castro, D., Souto, M., Fraga, M. I., García-Rodeja, E., Pérez-Díaz, S., Sáez, J. A. L. & Pontevedra-Pombal, X. (2020). High-resolution patterns of palaeoenvironmental changes during the Little Ice Age and the Medieval Climate Anomaly in the northwestern Iberian Peninsula. Geoscience Frontiers, 11(5), 1461-1475. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.05.015

Castro, D., Souto, M., Garcia-Rodeja, E., Pontevedra-Pombal, X. & Fraga, M. I. (2015). Climate change records between the mid-and late Holocene in a peat bog from Serra do Xistral (SW Europe) using plant macrofossils and peat humification analyses. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 420, 82-95. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.12.005

Cearreta, A., Alday, M., Freitas, M. D. C. & Andrade, C. (2007). Postglacial foraminifera and paleoenvironments of the Melides lagoon (SW Portugal): towards a regional model of coastal evolution. The Journal of Foraminiferal Research, 37(2), 125-135. https://doi.org/10.2113/gsjfr.37.2.125

Cearreta, A. & Monge-Ganuzas, M. (2013). Evolución paleoambiental del estuario del Oka (Reserva de la Biosfera de Urdaibai, Vizcaya): respuesta al ascenso del nivel marino durante el Holoceno. Geo-temas, 14, 163-166.

Cearreta, A. & Pascual, A. (1993). Estudio micropaleontológico de los depósitos cuaternarios litorales situados entre Laredo e Ibarrangelua (Cantabria y Bizkaia). En El cuaternario en España y Portugal. Actas de la II Reunion del Cuaternario Ibérico (pp. 307–323). Instituto Tecnológico Geominero de España.

Cendrero, A., Remondo, J., Beylich, A., Cienciala, P., Forte, L., Golosov, V., Gusarov, A. V., Kijowska-Strugała, M., Laute, K., Li, D., Navas, A., Soldati, M., Vergari, F., Zwoliński, Z., Dixon, J. C., Knight, J., Nadal-Romero, E. & Płaczkowska, E. (2022). Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview. Earth-Science Reviews, 104186. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104186

Chamberlin, T. C. (1895). The classification of American glacial deposits. The Journal of Geology, 3(3), 270-277. http://www.jstor.org/stable/30055041.

Chamberlin, T. C. (1897). A group of hypotheses bearing on climatic changes. The Journal of Geology, 5(7), 653-683. http://www.jstor.org/stable/30054630

Chao Álvarez, J. (2015). Sondaxes arqueolóxicas valorativas e labores de conservación no illote de Guidoiro Areoso (Illa de Arousa – Pontevedra). Informe técnico. Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.

Cheburkin, A. K. & Shotyk, W. (1996). An energy-dispersive miniprobe multielement analyzer (EMMA) for direct analysis of Pb and other trace elements in peats. Fresenius' journal of analytical chemistry, 354, 688-691. https://doi.org/10.1007/s0021663540688

Childe, V. G. (1936). Man Makes Himself. Watts.

Church, J. A., Aarup, T., Woodworth, P. L., Wilson, W. S., Nicholls, R. J., Rayner, R., Lambeck, K., Mitchum, G. T., Steffen, K., Cazenave, A., Blewitt, G., Mitrovica , J. X. & Lowe, J. A. (2010), Sea-level rise and variability: synthesis and outlook for the future. En J. A. Church, P. L. Woodworth, T. Aarup & W. S. Wilson (Eds.) Understanding sea-level rise and variability (pp. 402-419). Wiley-Blackwell.

Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. & Unnikrishnan, A.S. (2013). Sea Level Change. En T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (pp. 1137-1216). Cambridge University Press.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Cicin-Sain, B., Knecht, R. W., Jang D. & Fisk G. W. (1998). Integrated coastal and ocean management: concepts and practices. Island press.

Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix., A. C., Pisias N. G. & Roy, M. (2006). The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO2. Quaternary Science Reviews, 25(23-24), 3150-3184. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.008

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. Science, 325(5941), 710-714. https://doi.org/10.1126/science.1172873

Clarke, G. K., Leverington, D. W., Teller, J. T. & Dyke, A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. Quaternary Science Reviews, 23(3-4), 389-407. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.06.004

Clemente, F., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I., Francés, G., González, D., Nombela, M. & Méndez, G. (2004a). La transgresión holocena en la Ría de Vigo (Rías Baixas, Galicia): registro sedimentario en la zona costera. GeoTemas, 6(4), 207-210.

Clemente, F., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I., González, D. & Nombela M. (2004b). Interacción entre la dinámica fluvial y mareal en el complejo playa-barrera-lagoon de A Ramallosa (Rias Baixas, Galicia). Geotemas, 6(2), 221-224.

Cloern, J. E., Canuel, E. A. & Harris, D. (2002). Stable carbon and nitrogen isotope composition of aquatic and terrestrial plants of the San Francisco Bay estuarine system. Limnology and oceanography, 47(3), 713-729. https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.3.0713

Cobelo-García, A., Bernárdez, P., Leira, M., López-Sánchez, D. E., Santos-Echeandía, J., Prego, R. & Pérez-Arlucea, M. (2012). Temporal and diel cycling of nutrients in a barrier–lagoon complex: Implications for phytoplankton abundance and composition. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 110, 69-76. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.03.015

Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. & Fan, J. X. (2022). ICS International Chronostratigraphic Chart 2022. International Commission on Stratigraphy, IUGS. www.stratigraphy.org

Columbu, A., Spötl, C., De Waele, J., Yu, T. L., Shen, C. C., & Gázquez, F. (2019). A long record of MIS 7 and MIS 5 climate and environment from a western Mediterranean speleothem (SW Sardinia, Italy). Quaternary Science Reviews, 220, 230-243. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.023

Copa Novo, J. R. & Asensio Amor, I. (1987). Comportamiento y evolución de cuarcitas areniscosas en acumulaciones detríticas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 21-30. http://hdl.handle.net/2183/5987

Corcoran, P. L., Biesinger, M. C. & Grifi, M. (2009). Plastics and beaches: a degrading relationship. Marine pollution bulletin, 58(1), 80-84. https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2008.08.022

Costa, P. J., Costas, S., González-Villanueva, R., Oliveira, M. A., Roelvink, D., Andrade, C., Freitas, M. C., Cunha, P. P., Martins, A., Buylaert, J. P. & Murray, A. (2016). How did the AD 1755 tsunami impact on sand barriers across the southern coast of Portugal?. Geomorphology, 268, 296-311. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.019

Costa-Casais, M. (2001). Análise sedimentaria e reconstrucción paleoambiental da costa atlántica de Galicia. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela] http://hdl.handle.net/10261/40071

Costa-Casais, M. (2008). Análise xeomorfolóxica da punta de Neixón: espazo natural e espazo antropizado. En X. Ayán Vila (coord.), Os Castros de Neixón II. De espazo natural a paisaxe cultural. (pp. 76-96). Editorial Toxosoutos. http://hdl.handle.net/10261/14558

Costa-Casais, M., Blanco Chao, R., Martínez-Cortizas, A. & Pérez-Alberti, A. (2003). Factores determinantes en la sedimentación de los depósitos antiguos en la costa occidental de Galicia. En R. Blanco-Chao, J. López-Bedoya & A. Pérez-Alberti (Eds.), Procesos geomorfológicos y evolución costera (pp. 295-305). Universidade de Santiago de Compostela.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Costa-Casais, M., Blanco Chao, R., Martínez-Cortizas, A. & Pérez-Alberti, A. (2008a). Los episodios Heinrich en la costa de Galicia (NW de la Península Ibérica). Un análisis a través de los sedimentos continentales. Territoris, 7 (2008), pp. 39-53. http://hdl.handle.net/10261/54548

Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. & Pérez-Alberti, A. (1998). Aplicaciones de la geomorfología al estudio de un yacimiento arqueológico. Gallaecia, 17, 9-28.

Costa-Casais, M., Blanco-Chao, R. & Pérez-Alberti, A. (2007). Evolución de la costa de la ría de Muros y Noia. En A. Pérez-Alberti, R. Blanco-Chao, P. Carrera, M. Costa-Casais, J. López-Bedoya, P. Martini & M. Valcárcel (Eds.), Itinerarios geomorfológicos por Galicia (pp. 65-100). Grupo de Investigacións Xeomorfolóxicas e Ambientais.

Costa-Casais, M. & Caetano Alves, M. I. (2012). Geological heritage and geodiversity: quaternary deposits as palaeoenvironmental records in the "Southern Coast" (Galicia, NW Spain). En A. González Díez (Coor.), Avances de la geomorfología en España 2010-2012: Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 27-30). Universidad de Cantabria. http://hdl.handle.net/10261/57332

Costa-Casais, M. & Caetano Alves, M. I. (2013). Geological heritage at risk in NW Spain. Quaternary deposits and landforms of "Southern Coast" (Baiona-A Garda). Geoheritage, 5, 227-248. https://doi.org/10.1007/s12371-013-0083-7

Costa-Casais, M. & Caetano Alves, M. I. (2015). Otra visión del patrimonio geológico: la puesta en valor de los depósitos cuaternários de la costa galega (NW España). En A. Hilario, M. Mendia, M. Monge-Ganuzas, E. Fernández, J. Vegas y A. Belmonte (Eds.), Patrimonio geológico y geoparques, avances de un camino para todos (Vol. 18, pp. 125-130). Instituto Geológico y Minero de España. https://hdl.handle.net/1822/39369

Costa-Casais, M., Caetano Alves, M. I. & Blanco-Chao, R. (2015). Assessment and management of the geomorphological heritage of Monte Pindo (NW Spain): a landscape as a symbol of identity. Sustainability, 7(6), 7049-7085. https://doi.org/10.3390/su7067049

Costa-Casais, M. & Domínguez-Almansa, A. (2018). Posta en valor dos depósitos edafo-sedimentarios cuaternarios do litoral galego (NE Península Ibérica): unha perspectiva dende a educación patrimonial. En R. Blanco-Chao, F. Castillo, J. Horacio, M. Valcácel (Eds.), Xeomorfoloxía e Paisaxes Xeográficas. Catro décadas de investigación e ensino. Homenaxe a Augusto Pérez Alberti (pp. 115-138). Universidade de Santiago de Compostela.

Costa-Casais, M., Domínguez-Almansa, A. & Cajade-Pascual, D. (2021). Scientific Knowledge, Education and Dissemination of the QuaternaryDeposits in the Galician Coast (NW Spain). En G. Lozano, J. Luengo, A. Cabrera & J. Vega (Eds.), Building connections for global geoconservation. X International ProGEO Symposium (pp. 129-130). Instituto Geológico y Minero de España.

Costa-Casais, M., Martínez Cortizas, A., Kaal, J., Caetano Alves, M. I. & Criado-Boado, F. (2012a). Reconstructing Holocene evolution in the archaeological site of Campo Lameiro (NW Spain): An interdisciplinary approach to geoarchaeology. En A. Campar Almeida, A. M. S. Bettencourt, D. Moura, S. Monteiro-Rodrigues & M. I. Caetano Alves (Eds.), Environmental changes and human interaction (pp. 51-69). Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário. http://hdl.handle.net/10261/82382

Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Kaal, J., Ferro-Vázquez, C. & Criado-Boado, F. (2008b). Depositos coluviales holocenos del NO peninsular: geoarchivos para la reconstruccion de la dinámica geomorfologica. En J. Benavente & F. J. Gracia (eds.), Trabajos de Geomorfologia en España 2006 2008 (pp 83-86). Sociedad Española de Geomorfología.

Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A. & Pérez-Alberti, A. (1994). Caracterización de un depósito costero de la Ría de Muros-Noia (La Coruña, Galicia). En J. Arnáez, J. M. García, A. Gómez (Eds.), Geomorfología en España. III Reunión Nacional de Geomorfología (Tomo I, pp. 355-368). http://hdl.handle.net/10261/54556

Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A. & Pérez-Alberti, A. (1996a). Tipo de depósitos costerios antigos entre o cabo de Fisterra e o cabo de Corrubedo. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 431-440). Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X. & Criado-Boado, F. (2009). Analysis of landforms in geoarchaeology: Campo Lameiro, NW Iberian Peninsula. Memorie descrittive della Carta Geologica d´Italia, 87, 39-52.

Costa-Casais, M., Martínez-Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., Berasategui Vinagre, I., Ferro-Vázquez, M. C. & Rodríguez Racedo, J. (2012b). Evolución holocena do sector costeiro de Punta dos Pericos (Ribeira, A Coruña). En R. Fábregas-Valcarce & C. Rodríguez-Rellán (Eds.), A Arte Rupestre no Norte do Barbanza (pp.153-172). Andavira. http://hdl.handle.net/10261/140267

Costa-Casais, M., Moares, C. & Martínez-Cortizas, A. (1996b). Caracterización fisicoquímica do depósito de Mougás (Pontevedra): Implicacións morfoxenéticas. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 417-430). Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.

Costa-Casais, M., Pérez-Alberti, A. & Blanco-Chao, R. (2002). Depósitos coluviales de origen nival en la costa sur de Pontevedra (Galicia): facies y procesos deposicionales. En E. Serrano, A. García de Celis, J. C. Guerra, C. G. Morales, M. T. Ortega (eds.), Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología: Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial (pp. 539-546). Sociedad Española de Geomorfología. http://hdl.handle.net/10261/54562

Costas, S. (2006). Evolución morfosedimentaria anual, decadal y secular del sistema barrera-lagoon de Cíes durante el Cuaternario (Galicia, NO Península Ibérica). [Tese doutoral, Universidade de Vigo].

Costas, S. & Alejo, I. (2007). Local and global influences on the evolution of a transgressive sand barrier: Cíes Barrier, Northwest Spain. Journal of Coastal Research, 1121-1125. https://www.jstor.org/stable/26481748

Costas, S., Alejo, I. & Nombela, M. A. (2006a). The role of sediment source in beach management. A case study from Cíes Islands (NW Spain). Journal of Coastal Research, 1389-1394. https://www.jstor.org/stable/25742982

Costas, S., Alejo, I., Rial, F., Lorenzo, H. & Nombela, M. A. (2006b). Cyclical Evolution of a Modern Transgressive Sand Barrier in Northwestern Spain Elucidated by GPR and Aerial Photos. Journal of Sedimentary Research, 76(9), 1077-1092. https://doi.org/10.2110/jsr.2006.094

Costas, S., Alejo, I., Vila-Concejo, A. & Nombela, M. A. (2005). Persistence of storm-induced morphology on a modal low-energy beach: a case study from NW-Iberian Peninsula. Marine Geology, 224(1-4), 43-56. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.08.003

Costas, S., Ferreira, Ó., Plomaritis, T. A. & Leorri, E. (2016). Coastal barrier stratigraphy for Holocene high-resolution sea-level reconstruction. Scientific reports, 6(1), 38726. https://doi.org/10.1038/srep38726

Costas, S. & FitzGerald, D. (2011). Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. Marine Geology, 284(1-4), 203-216. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.04.002

Costas, S., Muñoz Sobrino, C., Alejo, I. & Pérez-Arlucea, M. (2009). Holocene evolution of a rock-bounded barrier-lagoon system, Cíes Islands, northwest Iberia. Earth Surface Processes and Landforms, 34(11), 1575-1586. https://doi.org/10.1002/esp.1849

Cotilla Rodríguez, M. O. & Córdoba Barba, D. (2003). Caracterización morfotectónica de Galicia, España. Revista Geofísica, 58. https://www.revistasipgh.org/index.php/regeofi/article/view/377

Coudé-Gaussen, G. (1981). Les Serras da Peneda et do Gerês. Étude géomorphologique.

Courty, M. A., Goldberg, P. & Macphail, R. (1989). Soils and micromorphology in archaeology. Cambridge: Cambridge.

Creveling, J. R., Mitrovica, J. X., Hay, C. C., Austermann, J. & Kopp, R. E. (2015). Revisiting tectonic corrections applied to Pleistocene sea-level highstands. Quaternary Science Reviews, 111, 72-80. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.003

Croll, J. (1867). LV. On the change in the obliquity of the ecliptic, its influence on the climate of the polar regions and on the level of the sea, The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 33:225, 426-445. https://doi.org/10.1080/14786446708639813

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Creus, J., Beorlegui, M. & Fernández Cancio, A. (1995). Cambio Climático en Galicia: reconstrucción climática de las últimas centurias. Xunta de Galicia.

Crowley, T. J., Zielinski, G., Vinther, B., Udisti, R., Kreutz, K., Cole-Dai, J. & Castellano, E. (2008). Volcanism and the little ice age. PAGES news, 16(2), 22-23.

Crutzen, P. J. (2006). The "anthropocene". En E. Ehlers & T. Krafft (Eds.), Earth system science in the anthropocene (pp. 13-18). Springer. https://doi.org/10.1007/3-540-26590-2_3

Crutzen, P. J. & Stoermer, E. F. (2000) The 'Anthropocene'. Global Change Newsletter, 41, 17-18.

Cuenca, J. M. (2014). El papel del patrimonio en los centros educativos: hacia lasocialización patrimonial. Tejuelo: Didáctica de la Lengua y la Literatura, 19, 76-96. http://hdl.handle.net/10272/7927

Cuenca, J. M. & Estepa, J. (2005). Concepciones de maestros y profesores sobre elpatrimonio y su enseñanza-aprendizaje. En S.Osses (Ed.), La investigación educativa. Hacia unaeducación de calidad para todos. Congreso Internacional de Investigación Educativa. (pp. 32-44). Universidad de la Frontera.

Cunha, P. P., Martins, A. A., Daveau, S. & Friend, P. F. (2005). Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão—central Portugal (Atlantic Iberian border). Geomorphology, 64(3-4), 271-298. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.07.004

Dabrio, C. J. (2010). Playas. En A. Arche (Ed.), Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria (pp.15-51). Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC).

Dabrio, C. J. & Polo, M. D. (2015). Cambios del nivel del mar. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 23(2), 171-171.

Dabrio, C. J., Zazo, C., Goy, J. L., Sierro, F. J., Borja, F., Lario, J., González, J. A. & Flores, J. A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). Marine Geology, 162(2-4), 381-404. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00069-9

Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg,S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel , J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364(6434), 218-220. https://doi.org/10.1038/364218a0

David, O., Penaud, A., Vidal, M., Fersi, W., Lambert, C., Goubert, E., Herlédan, M., Stéphan, P., Pailler, Y., Bourillet, J. F. & Baltzer, A. (2022). Sedimentological and palynological records since 10 ka BP along a proximal-distal gradient on the Armorican shelf (NW France). Quaternary Science Reviews, 293, 107678. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107678

Davis, R. (2011). Inventing the present: historical roots of the Anthropocene. Earth Sciences History, 30(1), 63-84. https://doi.org/10.17704/eshi.30.1.p8327x7042g3q989

Davis, W. M. (1899). The Geographical Cycle. The Geographical Journal, 14 (5), 481-504. https://doi.org/10.2307/1774538

Davidson-Arnott, R., Bauer, B. & Houser, C. (2019). Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge university press.

Debret, M., Bout-Roumazeilles, V., Grousset, F., Desmet, M., McManus, J. F., Massei, N., Sebag, D., Petit, J. R., Copard, Y. & Trentesaux, A. (2007). The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. Climate of the Past, 3(4), 569-575. https://doi.org/10.5194/cp-3-569-2007

Del Río- Franqueira, D. (2018). Espazos protexidos e desenvolvemento territorial: unha análise comparativa de estudos de caso galegos e internacionais. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela]. http://hdl.handle.net/10347/18237

Delgado, I., Alcantara-Carrió, J., Alejo, I., Alonso, I. & Louzao, M. (2002). Influence of hydrodynamics and sedimentary characteristics of Barqueiro Ria on Arealonga beach dynamics. Journal of Coastal Research, (36), 231-239. https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.231

Delibrias, G., Nonn, H. & Vancampo, M. (1964) Age et flore d'un dépôt pèriglaciaire reposant sur la "rasa" cantabrique prés de Burela (Galice). Espagne. Comptes rendus hebdomadaires des seances de l Academie des Sciences, 259, 4092-4094.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Demuro, M., Arnold, L. J., Duval, M., Méndez-Quintas, E., Santonja, M. & Pérez-González, A. (2020). Refining the chronology of Acheulean deposits at Porto Maior in the River Miño basin (Galicia, Spain) using a comparative luminescence and ESR dating approach. Quaternary International, 556, 96-112. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.01.005

Den Tex, E. (1961). Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 26(1), 75-91.

Denis, J. & Henocque, Y. (2001). Instrumentos y personas para una gestión integrada de zonas costeras, Guía Metodológica–Volumen II. UNESCO.

Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L.C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K.A., Röhl, U., Laj, C., Cane, M., Sigman, M. & Haug, G.H. (2013). Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. Nature Geoscience, 6(3), 213-217. https://doi.org/10.1038/ngeo1712

Desnoyers, J. (1829). Observations sur un ensemble de depots marins plus recents que les terrains tertiaires du Bassin de la Seine et constituant une formation geologique distincte: precedees d'un apercu de la nonsimultaneite des bassins tertiaires. Annales Scientifiques Naturelles 16, 171-214.

Desprat, S., Sánchez Goñi, M. F. & Loutre, M. F. (2003). Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. Earth and Planetary Science Letters, 213(1-2), 63-78. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00292-9

Devoy, R. J. N., Delaney, C., Carter, R. W. G. & Jennings, S. C. (1996). Coastal stratigraphies as indicators of environmental changes upon European Atlantic coasts in the Late Holocene. Journal of Coastal Research, 564-588. https://www.jstor.org/stable/4298506

Dias, J. M. A. (1985). Registos da migração da linha de costa nos últimos 18,000 anos na plataforma continental portuguesa setentrional. En: Inst. nac. invest.(Ed.) Actas da I Reuniao do Quaternario Ibérico (pp. 281-295).

Dias, J. M. A., Boski, T., Rodrigues, A. & Magalhães, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present—a synthesis. Marine Geology, 170(1-2), 177-186. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00073-6

Díaz, A. P. (2007). Geoarqueología y reconstrucción de contextos arqueológicos: contribución y nuevas perspectivas desde el área de prehistoria de la Universidad del País Vasco. Veleia: Revista de prehistoria, historia antigua, arqueología y filología clásicas, (24), 689-702.

Díaz, S. P., Sáez, J. A. L., & Gómez, M. L. (2016). Paisajes del megalitismo: Paleoambiente y antropización en el entorno del conjunto arqueológico de Dombate (A Coruña). ARPI: Arqueología y Prehistoria del Interior Peninsular, (5), 27-46.

Díaz-Fierros, F. (1995). Evolución del suelo en el Cuaternario de Galicia. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 20, 231-252. http://hdl.handle.net/2183/6201

Díaz-Fierros, F. (Coor.) (2008) Historia da Meteoroloxía e da Climatoloxía de Galicia. Consello da Cultura Galega.

Díaz-Fierros, F., Benito, E. & Saa, P. (1989). Estudio e interpretación paleoecológica de los análisis de polen de las marismas de Galicia. En El Cuaternario en España y Portugal. Actas de la II reunión del Cuaternario Ibérico (pp. 191-199). IGME

Díaz-Poso, A., Lorenzo, N. & Royé, D. (2023). Spatio-temporal evolution of heat waves severity and expansion across the Iberian Peninsula and Balearic islands. Environmental research, 217, 114864. https://doi.org/10.1016/j.envres.2022.114864

Diez, R., García-Gil, S., Durán, R. & Vilas, F. (2007). Gas accumulations and their association with particle size distribution patterns in the Ría de Arousa seabed (Galicia, NW Spain): an application of discriminant analysis. Geo-Marine Letters, 27, 89-102. https://doi.org/10.1007/s00367-007-0064-4

Díez Fernández, R., Arenas, R., Pereira, M.F., Sánchez Martínez, S., Albert, R., Martín Parra, L.M., Rubio Pascual, F.J., Matas, J. (2016). Tectonic evolution of Variscan Iberia: Gondwana–Laurussia collision revisited. Earth-Science Reviews 162, 269–292. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.002

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Díez Montes, A. (2006) La Geología del Dominio "Ollo de Sapo" en las Comarcas de Sanabria y Terra do Bolo [Tese doutoral, Universidad de Salamanca].

Díez Montes, A., González Menéndez, L., Martínez Catalán, J.R. & Gallastegui, G. (2014). Mapa Geológico Digital continuo E. 1: 50.000, Zona Galicia Trás-os-Montes (Zona-1200). En GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España (en liña). http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/geodezona.aspx?Id=Z1200

Diz, P., Francés, G., Pelejero, C., Grimalt, J. O. & Vilas, F. (2002). The last 3000 years in the Ría de Vigo (NW Iberian Margin): climatic and hydrographic signals. The Holocene, 12(4), 459-468. https://doi.org/10.1191/0959683602hl550rp

Domingues, C. M., Church, J. A., White, N. J., Gleckler, P. J., Wijffels, S. E., Barker, P. M. & Dunn, J. R. (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. Nature, 453 (7198), 1090-1093. https://doi.org/10.1038/nature07080

Domínguez, J. & Vidal, M. (2008) Plan de Conservación del Chorlitejo patinegro (Charadrius alexandrinus) en Galicia. Consellería de Medio Ambiente e Desenvolvemento Sostible, Xunta de Galicia.

Domínguez-Almansa, A., Costa-Casais, M. & López-Facal, R. (2019). Educar parareconocer: apropiación patrimonial de los depósitos cuaternarios del litoral gallego porestudiantes de Magisterio. Revista Electrónica Interuniversitaria de Formación del Profesorado, 22(1), 57-70. https://doi.org/10.6018/reifop.22.1.357591

Domínguez-Almansa, A. & López-Facal, R. (2017). Formación de maestros y educaciónpatrimonial. Estudios pedagógicos (Valdivia), 43(4), 49-68. http://dx.doi.org/10.4067/S0718-07052017000400003

Dóniz-Páez, J. (2009). Patrimonio geomorfológico de los volcanes basálticos monogénicos de la caldera Gairía-Malpaís Chico y el Malpaís Grande en la isla de Fuerteventura (Canarias, España). Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje, (23), 89-104. http://hdl.handle.net/10835/1533

Doughty, A. M., Kaplan, M. R., Peltier, C. & Barker, S. (2021). A maximum in global glacier extent during MIS 4. Quaternary Science Reviews, 261, 106948. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106948

Douglas, B. C. (2001). An introduction to sea level. En B.C. Douglas, M.S. Kearney & S.P. Leatherman (Eds.), Sea Level Rise. History and Consequences (pp. 1-11). International Geophysics (Vol. 75). Academic Press.

Douglas, B. C. (2008). Concerning evidence for fingerprints of glacial melting. Journal of Coastal Research, 24 (2B), 218-227. https://doi.org/10.2112/06-0748.1

Doyle, T. W., Chivoiu, B. & Enwright, N. M. (2015). Sea-level rise modeling handbook: resource guide for coastal land managers, engineers, and scientists. US Geological Survey.

Drago, T., Freitas, C., Rocha, F., Moreno, J., Cachão, M., Naughton, F., Fradique, C., Araújo, F., Silveira, T., Oliveira, A., Cascalho, A. & Fatela, F. (2006). Paleoenvironmental evolution of estuarine systems during the last 14000 years-the case of Douro estuary (NW Portugal). Journal of Coastal Research, 186-192. https://www.jstor.org/stable/25741559

Dumas, B., Hoang, C. T., & Raffy, J. (2006). Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti. Quaternary International, 145, 106-118. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.010

Duplessy, J. C., Delibrias, G., Turon, J. L., Pujol, C. & Duprat, J. (1981). Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 35, 121-144. https://doi.org/10.1016/0031-0182(81)90096-1

Durán, R., García-Gil, S. & Vilas, F. (2004). Análisis sísmico-secuencial del relleno sedimentario de la Ría de Pontevedra (Galicia, NO de España). Geotema, 6(2), 51-54.

Dutton, C.E. (1889). On some of the greater problems of physical geology. Bulletin of the Philosophical Society of Washington, 11, 51–64.

Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S. & Raymo, M. E. (2015). Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. Science, 349(6244), aaa4019. https://doi.org/10.1126/science.aaa4019

Ebelmen, J.J. (1845). Sur les produits de la décomposition des espèces minérales de la famille des silicates. In Annales des Mines. 7 (3) 3, p. 66.

Edwards, L. E., Bauer, A., Edgeworth, M., Ellis, E., Finney, S., Gibbard, P., Gill, J. L., Maslin, M., Merritts, D., Ruddiman, W. & Walker, M. (2022). The Anthropocene serves science better as an event, rather than an epoch. Journal of Quaternary Science, 37(7), 1188-1188. https://doi.org/10.1002/jqs.3475

Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. The Journal of geology, 63(6), 538-578. https://doi.org/10.1086/626295

Emiliani, C. (1966). Paleotemperature analysis of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425,000 years. The Journal of Geology, 74(2), 109-124. https://doi.org/10.1086/627150

Erb, M. P., McKay, N. P., Steiger, N., Dee, S., Hancock, C., Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J. & Valdes, P. (2022). Reconstructing Holocene temperatures in time and space using paleoclimate data assimilation. EGUsphere, 1-48. https://doi.org/10.5194/cp-18-2599-2022

Escuer Sole, J. & Vidal Romaní, J. R. (1987). Facies y modelo local de los depósitos aluviales de la cuenca del río Mero y península de Sada.(A Coruña, NW España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 69-83. http://hdl.handle.net/2183/5975

Estepa, J., Ferreras, M. & Morón, M. C. (2013a). Resultados de investigación sobreconcepciones del profesorado y gestores del patrimonio y análisis de libros de texto ymateriales didácticos de los museos y centros de interpretación del patrimonio. En J.Estepa (Ed.), La educación patrimonial en la escuela y el museo (pp. 25-39). Universidad de Huelva.

Estepa, J., Ávila, R. M. & Ferreras, M. (2013b). Concepciones del profesorado de primariay secundaria acerca del patrimonio y su enseñanza aprendizaje. En J.Estepa (Ed.), La educación patrimonial en la escuela y el museo (pp. 41-59). Universidad de Huelva.

Estrabón (s.d.) Geografía. Libro II (En grego). Traducido por J. García Blanco, Geografía de Estraabón: Introducción a los libros I y II, (pp. 7-201). Gredos, 1991.

Fábregas-Valcarce, R., Martínez Cortizas, A., Blanco Chao, R. & Chesworth, W. (2003). Environmental change and social dynamics in the second–third millennium BC in NW Iberia. Journal of Archaeological Science, 30(7), 859-871. https://doi.org/10.1016/S0305-4403(02)00264-9

Fábregas-Valcarce, R. & Vilaseco-Vázquez, X. I. (2003). El Neolítico y el megalitismo en Galicia: problemas teórico-metodológicos y estado de la cuestión. En V. S. Gonçalves (Ed.), Origens, espaços e contextos do megalitismo. Actas do II Colóquio Internacional sobre Megalitismo (pp. 281-304). Instituto Português de Arqueologia.

Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342(6250), 637-642. https://doi.org/10.1038/342637a0

Fairbridge, R.W. (1961). Eustatic changes in sea level. Physics and Chemistry of the Earth, 4, 99-185. https://doi.org/10.1016/0079-1946(61)90004-0

Fairbridge, R.W. (1968). Ria, rias coast and related forms. En R. W. Fairbridge (Ed.), Geomorphology. Encyclopedia of Earth Science (pp 942-944). Springer. https://doi.org/10.1007/3-540-31060-6_310

FAO (2009). Guía para la descripción de suelos. Organización de las Naciones Unidas para la agricultura y la alimentación.

Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., de Pablo Maciá, J. G. & Rodríguez Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, 1, 411-431.

Feal-Pérez, A. (2012). Evolución morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela]. http://hdl.handle.net/10347/4046

Feal-Pérez, A. & Blanco-Chao, R. (2013). Characterization of abrasion surfaces in rock shore environments of NW Spain. Geo-Marine Letters, 33, 173-181. https://doi.org/10.1007/s00367-012-0300-4

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Feal-Pérez, A., Blanco-Chao, R., Ferro-Vázquez, M. C., Costa-Casais, M. & Martínez-Cortizas, A. (2011). Implicaciones morfodinámicas de un proceso de construcción de crestas de tormenta en el NW de la Península Ibérica. En I. Montoya, I. Rodríguez & M. J. Sánchez (Eds.), Avances en Geomorfología Litoral. Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral (pp. 51-54). Universidad Rey Juan Carlos. http://hdl.handle.net/10261/54620

Feal-Pérez, A., Blanco-Chao, R., Ferro-Vázquez, C., Martínez-Cortizas, A. & Costa-Casais, M. (2014). Late-Holocene storm imprint in a coastal sedimentary sequence (Northwest Iberian coast). The Holocene, 24(4), 477-488. https://doi.org/10.1177/095968361352025

Feal-Pérez, A., Blanco-Chao, R. & Valcárcel, M. (2009). Influencia de formas y procesos heredados en la evolución reciente y en los procesos morfodinámicos actuales en un sector de costa rocosa: Punta Gallín, costa cantábrica gallega. Revista de la Sociedad Geológica de España, 22(1-2), 67-78.

Félix-Massa, T. (2018). Valoración de servicios ecosistémicos y planificación: una propuesta de gestión sostenible del turismo en humedales. Atlantic Review of Economics: Revista Atlántica de Economía, 1(1), 10.

Félix-Massa, T. (2019). Factores determinantes de la disposición a pagar de los visitantes del espacio natural protegido (ENP) laguna y arenal de Valdoviño. Revista Galega de Economía, 28(3), 115-135. https://doi.org/10.15304/rge.28.3.5947

Fernández-Montblanc, T., Quinn, R., Izquierdo, A. & Bethencourt, M. (2016). Evolution of a shallow water wave-dominated shipwreck site: Fougueux (1805), Gulf of Cadiz. Geoarchaeology, 31(6), 487-505. https://doi.org/10.1002/gea.21565

Fernández-Mosquera, D., Vidal-Romaní, J. R., Sanjurjo-Sánchez, J. & Granja, H. (2007). Cronología por OSL del eólico costero y evolución del nivel del mar en el NW ibérico durante el Cuaternario Superior. En J. Lario & P. G. Silva (Eds.), Contribuciones al estudio del periodo cuaternario (pp. 185-186). Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales de Madrid.

Ferreira, C. C., Abreu, T., Fontán-Bouzas, A., Silva, P. A., & Bernabéu, A. (2022). Hydrodynamic longshore uniformity in embayed beaches: Patos beach case study. En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela

Ferro-Vázquez, C., Blanco-Rotea, R., Sanjurjo-Sánchez, J., García-Rodríguez, S. & García Quintela, M. V. (2021). Territories of Faith: 1000 Years of Landscape Multifunctionality in Santa Mariña de Augas Santas (NW Spain). Land, 10(9), 992. https://doi.org/10.3390/land10090992

Ferro-Vázquez, C., Martínez-Cortizas, A., Nóvoa-Muñoz, J. C., Ballesteros-Arias, P. & Criado-Boado, F. (2014). 1500 years of soil use reconstructed from the chemical properties of a terraced soil sequence. Quaternary International, 346, 28-40. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.023

Finney, S. C. (2014). The 'Anthropocene'as a ratified unit in the ICS International Chronostratigraphic Chart: fundamental issues that must be addressed by the Task Group. Geological Society, London, Special Publications, 395(1), 23-28. https://doi.org/10.1144/SP395.9

Finney, S. C. & Edwards, L. E. (2016). The "Anthropocene" epoch: Scientific decision or political statement. Gsa Today, 26(3), 4-10. https://doi.org/10.1130/GSATG270A.1

Fjeldskaar, W. (1989). Rapid eustatic changes—never globally uniform. En J. D. Collinson (Ed.), Correlation in Hydrocarbon Exploration (pp. 13-19). Springer, Dordrecht.

Finkl, C. W. (2004). Coastal classification: systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. Journal of Coastal research, 20(1), 166-213. https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)20[166:CCSATC]2.0.CO;2

Flor, G. (1984). Estudio sedimentológico y morfológico de una duna costera "blowout" (Cabo Frouxeira, La Coruña). Trabajos de geología, 14, 161-175.

Flor, G., Marquínez, J. L. & O'Neill, A. C. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meirás-Valdoviño, La Coruña). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 6, 155-187. http://hdl.handle.net/2183/6365

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Flor, G., Obeso, S., & Flor-Blanco, G. (2004). El componente bioclástico de playas arenosas de Galicia (NO de España). Geogaceta, 36, 143-146. http://hdl.handle.net/10272/8930

Flor-Blanco, G., Flor, G. & Pando, L. (2013). Evolution of the Salinas-El Espartal and Xagó beach/dune systems in north-western Spain over recent decades: evidence for responses to natural processes and anthropogenic interventions. Geo-Marine Letters, 33, 143-157. https://doi.org/10.1007/s00367-012-0301-3

Flor-Blanco, G., Rubio-Melendi, D., Flor, G., Fernández-Álvarez, J. P. & Jackson, D. W. T. (2016). Holocene evolution of the Xagó dune field (Asturias, NW Spain) reconstructed by means of morphological mapping and ground penetrating radar surveys. Geo-Marine Letters, 36, 35-50. https://doi.org/10.1007/s00367-015-0427-1

Flores, J. C. M. (2008). El turismo en los espacios naturales protegidos españoles, algo más que una moda reciente. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 46. 291-304.

Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Muñoz, F. R., Abad, M., Simões, N., Duarte, S. & Rodríguez-Vidal, J. (2013). Benchmarks and sediment source (s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. Marine Geology, 343, 1-14. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.008

Fontán-Bouzas, A., Ferreira, C. C., Abreu, T., Bernabéu, A., Silva, P. A., Alcántara-Carrió, J., Portz, L. & Manzolli, R. (2022). The role of the Cíes Islands on the wave regime and morphodynamics of the pocket beaches (Vigo Ria, Northwestern Iberian Peninsula). En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela.

Fraga, P. & Martín-Prieto, J. A. (2012). La vegetación en la gestión de las playas de Menorca. En A. Rodrígez-Perea, G. X. Pons, F. X. Roig-Munar, J. A. Martín-Prieto, M. Mir-Güal & J. A. Cabrera (Eds.). Reflexiones para un debate de la gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa (pp. 375-392). Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 19.

Fragoso, D. G. C., Kuchenbecker, M., Magalhães, A. J. C., Scherer, C. M. D. S., Gabaglia, G. P. R. & Strasser, A. (2022). Cyclicity in Earth sciences, quo vadis? Essay on cycle concepts in geological thinking and their historical influence on stratigraphic practices, History of Geo- and Space Sciences, 13, 39-69 https://doi.org/10.5194/hgss-13-39-2022

Fraile-Jurado, P. & Fernández-Díaz, M. (2018). Escala, esfuerzo digitalizador y fractalidad en la línea de costa. GeoFocus, 21, 253-277. https://doi.org/10.21138/GF.568

Franz, H. (1967). Beiträge zur kenntnis der Beodenentwickicklung in NW-Spanien auf fossilier boden. Anales de Edafología Agrobiología, 26, 33-51. http://hdl.handle.net/10261/216012

Frederikse, T., Landerer, F., Caron, L., Adhikari, S., Parkes, D., Humphrey, V. W., Dangendorf, S., Hogarth, P., Zanna, L. & Wu, Y. H. (2020). The causes of sea-level rise since 1900. Nature, 584(7821), 393-397. https://doi.org/10.1038/s41586-020-2591-3

Galán, A. (1999). Instrumentos para la ordenación del litoral almeriense (1978-1994). En Actas de las Jornadas sobre el litoral de Almería: caracterización, ordenación y gestión de un espacio geográfico (pp. 127-147). Instituto de Estudios Almerienses.

Galán Arias, J., Fernández Rodríguez-Arango, R., Aldaya Valverde, F., Ruiz Arias, F. & González Lodeiro, F. (1981). Mapa geológico de la Hoja nº 151 (Puebla de Caramiñal). Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España (IGME). http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50Hoja.aspx?Id=151&language=es

García-Amorena, I., Manzaneque, F. G., Rubiales, J. M., Granja, H. M., de Carvalho, G. S. & Morla, C. (2007). The Late Quaternary coastal forests of western Iberia: A study of their macroremains. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 254(3-4), 448-461. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.07.003

García-Artola, A., Cearreta, A., Monge-Ganuzas, M., Nikitina, D., Li, T. & Horton, B. P. (2023). Holocene environmental evolution and relative sea-level change in the Oka estuary (Urdaibai Biosphere Reserve, northern Spain). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 286, 108310. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2023.108310

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R. E., Khan, N. S., & Horton, B. P. (2018). Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. Quaternary Science Reviews, 196, 177-192. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031

García-García, D. (2006). Técnicas de geodesia espacial aplicadas al estudio de las variaciones estéricas y eustáticas del nivel del mar. [Tese doutoral, Universidad de Alicante] http://hdl.handle.net/10045/10935

García-García, A., García-Gil, S., & Vilas, F. (2005). Quaternary evolution of the Ría de Vigo, Spain. Marine Geology, 220(1-4), 153-179. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.015

García-Gil, S., Durán, R. & Vilas, F. (2000). Side scan sonar image and geologic interpretation of the Ría de Pontevedra seafloor (Galicia, NW Spain). Scientia Marina, 64(4), 393-402. https://doi.org/10.3989/scimar.2000.64n4393

Garcia-Lozano, C., Pintó , J. & Daunis-i-Estadella, P. (2017). Retroceso de las dunas costeras en el litoral catalán a lo largo del último siglo. Geo-Temas, 17, 123-126. http://hdl.handle.net/10256/22978

García Meléndez, E. (1989). Descripción e interpretación sedimentológica de las facies detríticas del borde Norte de la cuenca de Meirama (Galicia, NW de España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 14, 79-92.

García-Moreiras, I. (2017). Cambios climáticos y ambientales durante la transición Pleistoceno-Holoceno Nuevos datos palinológicos procedentes de las Rías Baixas (NO Ibérico). [Tese doutoral, Universidade de Vigo]. http://www.preinvestigo.biblioteca.uvigo.es/xmlui/handle/11093/924

García-Moreiras, I., Cartelle, V., García-Gil, S. & Sobrino, C. M. (2019a). First high-resolution multi-proxy palaeoenvironmental record of the Late Glacial to Early Holocene transition in the Ría de Arousa (Atlantic margin of NW Iberia). Quaternary Science Reviews, 215, 308-321. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.05.016

García-Moreiras, I., Delgado, C., Martínez-Carreño, N., García-Gil, S., & Sobrino, C. M. (2019b). Climate and vegetation changes in coastal ecosystems during the Middle Pleniglacial and the early Holocene: Two multi-proxy, high-resolution records from Ría de Vigo (NW Iberia). Global and Planetary Change, 176, 100-122. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.02.015

García-Moreiras, I., Pospelova, V., García-Gil, S. & Sobrino, C. M. (2018). Climatic and anthropogenic impacts on the Ría de Vigo (NW Iberia) over the last two centuries: A high-resolution dinoflagellate cyst sedimentary record. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 504, 201-218. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.032

García-Sanabria, J., García-Onetti, J. & Barragán, J. M. (2011). Las Comunidades Autónomas y la gestión integrada de las áreas litorales de España. Proyecto “Red Española de Gestión Integrada de Áreas Litorales (REGIAL), Fundación Biodiversidad y Universidad de Cádiz.

Gervais, P. (1869). Zoologie et paleontology générales: Nouvelles recherches sur les animaux vertébrés et fossiles. Arthus Bertrand.

Ghilardi, M. (2021). Geoarchaeology: Where geosciences meet the humanities to reconstruct past human–environment interactions. An Application to the Coastal Areas of the Largest Mediterranean Islands. Applied Sciences, 11(10), 4480. https://doi.org/10.3390/app11104480

Gibbard, P. L., Bauer, A. M., Edgeworth, M., Ruddiman, W. F., Gill, J. L., Merritts, D. J., Finney, S. C., Edwards, L. E., Walker, M., Maslin, M. & Ellis, E. C. (2021). A practical solution: the Anthropocene is a geological event, not a formal epoch. Episodes Journal of International Geoscience, 45(4), 349-357. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021029

Gibbard, P. L. & Cohen, K. M. (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Episodes Journal of International Geoscience, 31(2), 243-247. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/011

Gibbard, P. L. & Head, M. J. (2009). The definition of the Quaternary system/era and the Pleistocene series/epoch. Quaternaire, 20(2), 125-133. https://doi.org/10.4000/quaternaire.5086

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Gibbard, P. L., Head, M.J., Walker, M. & Subcommission on Quaternary Stratigraphy. (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science, 25(2), 96-102. https://doi.org/10.1002/jqs.1338

Gibbard, P. L., & Lewin, J. (2016). Partitioning the quaternary. Quaternary Science Reviews, 151, 127-139. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.033

Gibbard, P. L., Smith, A. G., Zalasiewicz, J. A., Barry, T. L., Cantrill, D., Coe, A. L., Cope, J. C. W., Gale, A. S., Gregory, F. J., Powell, J. H., Rawson, P. F., Stone, P. & Waters, C. N. (2005). What status for the Quaternary?. Boreas, 34(1), 1-6. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2005.tb01000.x

Gibbard, P. L., Walker, M., Bauer, A., Edgeworth, M., Edwards, L., Ellis, E., Finney, S., Gill, J. L., Maslin, M., Merritts, D. & Ruddiman, W. (2022). The Anthropocene as an Event, not an Epoch. Journal of Quaternary Science, 37(3), 395-399. https://doi.org/10.1002/jqs.3416

Gibbard, P. L. & West, R. G. (2000). Quaternary chronostratigraphy: the nomenclature of terrestrial sequences. Boreas, 29(4), 329-336. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2000.tb01214.x

Gifford, J. A., & Rapp Jr, G.(1985) History, philosophy, and perspectives. En G. Rapp Jr. & J. A. Gifford (Eds.), Archaeological Geology (pp. 1-23). Yale University Press,

Gil García, M. J., Ruiz Zapata, M. B., Santisteban, J. I., Mediavilla, R., López-Pamo, E. & Dabrio, C. J. (2007). Late holocene environments in Las Tablas de Daimiel (south central Iberian peninsula, Spain). Vegetation history and archaeobotany, 16(4), 241-250. https://doi.org/10.1007/s00334-006-0047-9

Gladfelter, B. G. (1977). Geoarchaeology: the geomorphologist and archaeology. American Antiquity, 42(4), 519-538. https://doi.org/10.2307/278926

Goldberg, P., Holliday, V. T. & Ferring, C. R. (Eds.). (2013). Earth sciences and archaeology. Springer Science & Business Media. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1183-0

Goldberg, P., Macphail, R. I., Carey, C. & Zhuang, Y. (2022). Practical and theoretical geoarchaeology. John Wiley & Sons. https://doi.org/10.1002/9781118688182

Gómez-Gesteira, M., Gimeno, L., Decastro, M., Lorenzo, M. N., Alvarez, I., Nieto, R., Taboada, J. J., Crespo, A. J. C., Ramos, A. M., Iglesias, I., Gómez-Gesteira, L., Santo, F. E., Barriopedro, D. & Trigo, I. F. (2011). The state of climate in NW Iberia. Climate Research, 48(2-3), 109-144. https://doi.org/10.3354/cr00967

Gómez-Limón, J. & García, D. (2014). Capacidad de acogida de uso público en los espacios naturales protegidos. Organismo Autónomo Parques Nacionales.

Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P., Ferreiro da Costa, J. & Muñoz Sobrino, C. (2021). Holocene environmental change on the Atlantic coast of NW Iberia as inferred from the Ponzos wetland sequence. Boreas, 50(4), 1131-1145. https://doi.org/10.1111/bor.12535

Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P. & Muñoz Sobrino, C. (2007). The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). Quaternary Research, 67(3), 438-452. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.003

Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P., & Muñoz Sobrino, C. (1998). Una nueva secuencia polínica y cronológica para el depósito pleistoceno de Mougás (NW de la Península Ibérica). Revue de Paléobiologie, 17, 35-47.

Gómez-Orellana, L., Ramil-Rego, P. & Muñoz Sobrino, C. (2013). The response of vegetation at the end of the last glacial period (MIS 3 and MIS 2) in littoral areas of NW Iberia. Boreas, 42(3), 729-744. https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00310.x

Gómez-Pazo, A. (2022). Evolución morfodinámica y procesos actuales en costas rocosas. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela]. http://hdl.handle.net/10347/27665

Gómez-Pazo, A. (2023). El empleo de metodologías de código abierto para las investigaciones costeras: comparativa de las técnicas de detección de cambios. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 96. https://doi.org/10.21138/bage.3318

Gómez-Pazo, A. & Pérez-Alberti, A. (2015). Clasificación mediante SIG de los tipos de costa de las Illas Cíes, Ría de Vigo. Geotemas, 15, 185-188.

USC DE COMPOSTELA

Gómez-Pazo, A. & Pérez-Alberti, A. (2022). Control estructural, mega bloques y dinámica costera del sector Oia - A Guarda (Pontevedra). En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela.

Gómez-Pazo, A. & Pérez-Alberti, A. (2021). The use of UAVs for the characterization and analysis of rocky coasts. Drones, 5(1), 23. https://doi.org/10.3390/drones5010023

Gómez-Pazo, A. & Pérez-Alberti, A. (2023). As costas de Galicia, unha caracterización a múltiples escalas. Nemus. Revista de l'Ateneu de Natura, (13), 16-31.

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A., Fraga-Santiago, P., Souto-Souto, M. & Otero, X. L. (2020). Contribution of GIS and geochemical proxies to improving habitat identification and delimitation for the Natura 2000 Network: The Case of Coastal Lagoons in Galicia (NW Iberian Peninsula). Applied Sciences, 10(24), 9068. https://doi.org/10.3390/app10249068

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A. & Otero, X. L. (2019). Recent evolution (1956–2017) of rodas beach on the Cíes Islands, Galicia, NW Spain. Journal of Marine Science and Engineering, 7(5), 125. https://doi.org/10.3390/jmse7050125

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A. & Trenhaile, A. (2021a). High resolution mapping and analysis of shore platform morphology in Galicia, northwestern Spain. Marine Geology, 436, 106471. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106471

Gómez-Pazo, A., Pérez-Alberti, A. & Trenhaile, A. (2021b). Tracking the behavior of rocky coastal cliffs in northwestern Spain. Environmental Earth Sciences, 80, 1-18. https://doi.org/10.1007/s12665-021-09929-4

Gómez-Rey, G. & Blanco-Chao, R. (2019). Progradación de sistemas dunares de la costa Atlántica de la Península Ibérica. En R. Durán, L. Guillén, G. Simarro (Eds.), X Jornadas de Geomorfología Litoral. Libro de ponencias (pp. 137-140). CSIC-Institut de Ciències del Mar.

González-Álvarez, R., Bernárdez, P., Pena, L. D., Francés, G., Prego, R., Diz, P. & Vilas, F. (2005). Paleoclimatic evolution of the Galician continental shelf (NW of Spain) during the last 3000 years: from a storm regime to present conditions. Journal of Marine Systems, 54(1-4), 245-260. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.015

González-Duarte, M. M., Fernández-Montblanc, T., Bethencourt, M. & Izquierdo, A. (2018). Effects of substrata and environmental conditions on ecological succession on historic shipwrecks. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 200, 301-310. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.014

González-Gómez de Agüero, E., Fernández-Rodríguez, C., Roselló-Izquierdo, E., Llorente-Rodriguez, L., Bejega-García, V., Fuertes-Prieto, N. & Morales-Muñiz, A. (2019). Fish-and Shellmiddens from Galicia (Northwest Spain): Reflections upon a neglected coastal cultural heritage from the Iberian Peninsula. Humanities, 8(2), 85. https://doi.org/10.3390/h8020085

González González, M. (Dir.) (30 de setembro de 2023). Dicionario da Real Academia Galega. https://academia.gal/dicionario

González-Menéndez, L., Gallastegui, G., Cuesta, A., González Cuadra, P. & Rubio-Ordóñez, A. (2019). Granitos y rocas metamórficas del oeste de Galicia. Guía de Campo. Sociedad Geológica de España.

González-Sampériz, P., Gil-Romera, G., García-Prieto, E., Aranbarri, J., Moreno, A., Morellón, M., Sevilla-Callejo, M., Leunda, M., Santose, L., Franco-Múgica, F., Andrade, A., Carrión, J. S. & Valero-Garcés, B. L. (2020). Strong continentality and effective moisture drove unforeseen vegetation dynamics since the last interglacial at inland Mediterranean areas: The Villarquemado sequence in NE Iberia. Quaternary Science Reviews, 242, 106425. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106425

González-Trueba, J. J. & Serrano, E. (2008). La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. Su aplicación al Parque Nacional de los Picos de Europa. Boletín de la asociación de geógrafos españoles, 47, 175-194. http://hdl.handle.net/10902/2734

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

González-Villanueva, R., Costas, S., Alejo, I. & Pérez-Arlucea, M. (2007). Morphological changes forced by the tidal cycle in a low energy estuarine beach. Journal of Coastal Research, 1010-1014. https://www.jstor.org/stable/26481728

González-Villanueva, R., Costas, S., Duarte, H., Pérez-Arlucea, M. & Alejo, I. (2011). Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records. Journal of Coastal Research, 278-282. https://www.jstor.org/stable/26482177

González-Villanueva, R., Costas, S., Pérez-Arlucea, M., Jerez, S. & Trigo, R. M. (2013). Impact of atmospheric circulation patterns on coastal dune dynamics, NW Spain. Geomorphology, 185, 96-109. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.019

González-Villanueva., R., Pastoriza, M., Hernández, A., Carballeira, R., Sáez, A. & Bao. R. (2022). Effects of primary drivers on dune cover and shoreline dynamics: Aeolus versus Poseidon. En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas (pp. 343-347). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela.

González-Villanueva, R., Pastoriza, M., Hernández, A., Carballeira, R., Sáez, A. & Bao, R. (2023). Primary drivers of dune cover and shoreline dynamics: A conceptual model based on the Iberian Atlantic coast. Geomorphology, 423, 108556. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108556

González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Alejo, I. & Goble, R. (2009). Climatic-related factors controlling the sedimentary architecture of a Barrier-Lagoon complex in the context of the Holocene transgression. Journal of Coastal Research, 627-631. https://www.jstor.org/stable/25737653

González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M., Costas, S., Bao, R., Otero, X. L., & Goble, R. (2015). 8000 years of environmental evolution of barrier–lagoon systems emplaced in coastal embayments (NW Iberia). The Holocene, 25(11), 1786-1801. https://doi.org/10.1177/0959683615591351

Goñi, M. A., Teixeira, M. J. & Perkey, D. W. (2003). Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). Estuarine, Coastal and Shelf Science, 57(5-6), 1023-1048. https://doi.org/10.1016/S0272-7714(03)00008-8

Gornitz, V.(2001). Impoundment, groundwater mining, and other hydrologic transformations: Impacts on global sea level rise. En: B. Douglas, M. Kearney, and S. Leatherman (Eds.), Sea Level Rise: History and Consequences (vol. 75, pp. 97-119): International Geophysisc Series. Academic Press,. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80008-5

Goudie A. S. (2004). Isostasy. En A. S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of geomorphology (Vol. 2) (pp.557-578) Routledge.

Goy, J., Zazo, C., Dabrio, C. J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F. J. & Flores, J. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the Holocene. Quaternary Science Reviews, 15(8-9), 773-780.

Grajal, M. (1980). Las corrientes marinas y su influencia en la zona del vado en la isla de Arosa. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. 1, 249-278. http://hdl.handle.net/2183/5719

Grajal, M. (1990). Procesos dinamicos en las ensenadas de Cirro y Ares y su influencia en posibles impactos ambientales. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 15, 189-202. http://hdl.handle.net/2183/6076

Grajal, M. & Asensio Amor, I. (1982). Aspectos geométricos y sedimentológicos en la Playa de Cabañas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 3, 265-286 http://hdl.handle.net/2183/5798

Grajal, M. & Macías, F. (1984). Distribución, textura y mineralogía de sedimentos recientes de la marisma de Betanzos. Cuaderno da Area de Ciencias Mariñas, Seminario de Estudos Galegos, 1, 33-44.

Granja, H. M. (1999). Evidence for Late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climate control in the coastal zone of northwest Portugal. Geologie en Mijnbouw, 77, 233-245. https://doi.org/10.1023/A:1003634805106

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Granja, H. M., Gómez-Orellana, L., Costa, A. L., Morais, R., Oliveira, C., Ramil-Rego, P. & Pinho, J. L. (2022). Holocene evolution of the Cávado estuary (NW Portugal). Quaternary International, 622, 36-50. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.02.032

Granja, H. M. & de Groot, T. A. (1996). Sea-level rise and neotectonism in a Holocene coastal environment at Cortegaca Beach (NW Portugal): a case study. Journal of coastal research, 12(1), 160-170. https://www.jstor.org/stable/4298470

Granja, H. M., Ribeiro, I.C., Soares de Carvalho, G. & Senos Marias, M. (1999): Some neotectonic indicators in quaternary formations of the northwest coastal zone of Portugal. Physical Chemical Herat, 24(4), 323-336. https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00037-X

Gray, M. (2004) Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature. John Wiley & Sons.

Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, B. & White, W. (2010). Solar influences on climate. Reviews of Geophysics, 48(4). https://doi.org/10.1029/2009RG000282

Gressly, A. (1838). Observations géologiques sur le Jura soleurois (vol. 2). Neuchâtel: Nouveaux mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles.

de Groot, R. (1974). Quantitative analyses of pediments and fluvial terraces applied to the basin of Monforte de Lemos, Galicia, NW Spain [Tese doutoral, Universiteit van Amsterdam].

Guillén-Mondéjar, F. (2007). La ciencia de la geología y el Patrimonio geológico en España:cultura social y ordenación del territorio. En C. Restrepo & J. M. Mata (Eds.), Actas del I Congreso Internacional sobre Geología y Minería en la Ordenación del Territorio y en el Desarrollo (pp. 15-37). Universidad Politécnica de Cataluña.

Guitián, F. & Carballas, T. (1976). Técnicas de análisis de suelos. Pico Sacro. http://hdl.handle.net/10261/59235

Guitián Rivera, F., Barral Silva, M. T. & Guitián, F. (1985). Aplicación de la exoscopia del cuarzo a la caracterización de diversos ambientes en Galicia. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 9,399-419. http://hdl.handle.net/2183/5940

Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. Pearson.

Hails, J. R. (1982). Ria and ria coast . En M. Schwartz (Ed.), Beaches and Coastal Geology. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer. https://doi.org/10.1007/0-387-30843-1_369

Hall, I. R., Bianchi, G. G. & Evans, J. R. (2004). Centennial to millennial scale Holocene climate-deep water linkage in the North Atlantic. Quaternary Science Reviews, 23(14-15), 1529-1536. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.04.004

Harrison, S. P. & Sánchez Goñi, M. F. (2010). Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. Quaternary Science Reviews, 29(21-22), 2957-2980. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.07.016

Hayakawa, Y. & Oguchi, T. (2005). Evaluation of gravel sphericity and roundness based on surface-area measurement with a laser scanner. Computers & geosciences, 31(6), 735-741. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.01.004

Hays, J. D., Imbrie, J. & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages: For 500,000 years, major climatic changes have followed variations in obliquity and precession. Science, 194(4270), 1121-1132. https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121

Head, M. J. & Gibbard, P. L. (2015). Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Past, present, and future. Quaternary International, 383, 4-35. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.06.039

Head, M. J., Pillans, B. & Zalasiewicz, J. A. (2021). Formal ratification of subseries for the Pleistocene Series of the Quaternary System. Episodes Journal of International Geoscience, 44(3), 241-247. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020084

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Head, M. J., Steffen, W., Fagerlind, D., Waters, C. N., Poirier, C., Syvitski, J., Zalasiewicz, J. A., Barnosky, A. D., Cearreta, A., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J. R., Rose, N. L., Summerhayes, C., Wagreich, M. & Zinke, J. (2022a). The Great Acceleration is real and provides a quantitative basis for the proposed Anthropocene Series/Epoch. Episodes Journal of International Geoscience, 45(4), 359-376. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021031

Head, M. J., Zalasiewicz, J. A., Waters, C. N., Turner, S. D., Williams, M., Barnosky, A. D., Steffen, W., Wagreich, M., Haff, P. K., Syvitski, J., Leinfelder, R., McCarthy, F. M. G., Rose, N. L., Wing, S. L., An, Z., Cearreta, A., Cundy, A. B., Fairchild, I. J., Han, Y., ... Summerhayes, C. P. (2022b). The Anthropocene is a prospective epoch/series, not a geological event. Episodes Journal of International Geoscience. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2022/022025

Head, M. J., Zalasiewicz, J. A., Waters, C. N., Turner, S. D., Williams, M., Barnosky, A. D., Steffen, W., Wagreich, M., Haff, P. K., Syvitski, J., Leinfelder, R., McCarthy, F. M. G., Rose, N. L., Wing, S. L., An, Z., Cearreta, A., Cundy, A. B., Fairchild, I. J., Han, Y., ... & Summerhayes, C. P. (2022c). The proposed Anthropocene Epoch/Series is underpinned by an extensive array of mid-20th century stratigraphic event signals. Journal of Quaternary Science, 37(7), 1181-1187. https://doi.org/10.1002/jqs.3467

Hearty, P. J., Hollin, J. T., Neumann, A. C., O'Leary, M. J., & McCulloch, M. (2007). Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). Quaternary Science Reviews, 26(17-18), 2090-2112. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.019

Hegerl, G. & Zwiers, F. (2011). Use of models in detection and attribution of climate change. Wiley interdisciplinary reviews: climate change, 2(4), 570-591. https://doi.org/10.1002/wcc.121

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. Quaternary research, 29(2), 142-152. https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9

Helmens, K. F. (2014). The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. Quaternary Science Reviews, 86, 115-143. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012

Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Rey, J., & Pomar, L. (1994). Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. Marine Geology, 120(3-4), 129-174. https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90057-4

Hernández-Pacheco, F. (1949). Geomorfología de la cuenca media del Sil. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 13.

Hesp, P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. Geomorphology, 48(1-3), 245-268. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00184-8

Himmelstoss, E., Henderson, R. E., Kratzmann, M. G. & Farris, A. S. (2018). Digital shoreline analysis system (DSAS) version 5.0 user guide (No. 2018-1179). US Geological Survey.

Hinz, K. & Pannekoek, A. J. (1966). Seismic reflection measurements with a pneumatic sound source in the Ría de Arosa (NW Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 37(1), 169–176. https://repository.naturalis.nl/pub/505882

Hodell, D., Crowhurst, S., Lourens, L., Margari, V., Nicolson, J., Rolfe, J. E., Luke, Skinner, L. C., Thomas, N.,. Tzedakis, P. C., Mleneck-Vautravers, M. J. & Wolff, E. W. (2022). A 1.5-Million-Year Record of Orbital and Millennial Climate Variability in the North Atlantic. Climate of the Past Discussions, 1-58. https://doi.org/10.5194/cp-2022-61

Holgate, S. J., Matthews, A., Woodworth, P. L., Rickards, L. J., Tamisiea, M. E., Bradshaw, E., Foden, P. R., Gordon, K. M., Jevrejeva, S. & Pugh, J. (2013). New data systems and products at the permanent service for mean sea level. Journal of Coastal Research, 29(3), 493-504. https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1

Hoogsteen, M. J., Lantinga, E. A., Bakker, E. J., Groot, J. C. & Tittonell, P. A. (2015). Estimating soil organic carbon through loss on ignition: effects of ignition conditions and structural water loss. European Journal of soil science, 66(2), 320-328. https://doi.org/10.1111/ejss.12224

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Horacio, J. (2014). Geomorfología fluvial en sistemas atlánticos: metodología de caracterización, clasificación y restauración para los ríos de Galicia. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela] http://hdl.handle.net/10347/13820

Horacio, J., Muñoz-Narciso, E., Sierra-Pernas, J. M. & Pérez-Alberti, A. (2015). Aplicación de fotogrametría digital automatizada en ambientes litorales: acantilados de A Capelada (A Coruña). Geotemas, 15, 197-200.

Horton, B. P. & Shennan, I. (2009). Compaction of Holocene strata and the implications for relative sealevel change on the east coast of England. Geology, 37(12), 1083-1086. https://doi.org/10.1130/G30042A.1

de Hoyos Benítez, S. M. (2020). El método científico y la filosofía como herramientas para generar conocimiento. Revista Filosofía UIS, 19(1), 229–245. https://doi.org/10.18273/revfil.v19n1-2020010

Huerta, A. H. (1998). Petrografia, mineralogia y geoquimica de los lignitos de la cuenca Oligo-Miocena de As Pontes (A Coruña): control geologico sobre la calidad del carbon [Tese doutoral, Universitat de Barcelona].

Hughes, P. D., Gibbard, P. L. & Ehlers, J. (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum'(LGM). Earth-Science Reviews, 125, 171-198. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.003

Hughes, P. D., Palacios, D., García-Ruiz, J. M. & Andrés, N. (2022a). The European glacial landscapes prior to the Last Glacial Maximum-synthesis En D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. García-Ruiz & N. Andrés (Eds), European Glacial Landscapes (pp. 341-351). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00005-4

Hughes, P. D., Palacios, D., García-Ruiz, J. M., & Andrés, N. (2022b). The importance of European glacial landscapes in a context of great climatic variability. En D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. García-Ruiz & N. Andrés (Eds), European Glacial Landscape (pp. 519-522). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00047-9

Hunt, E., Davidson, M., Steele, E. C., Amies, J. D., Scott, T. & Russell, P. (2023). Shoreline modelling on timescales of days to decades. Cambridge Prisms: Coastal Futures, 1, e17. https://doi.org/10.1017/cft.2023.5

Hurrell, J. W. & Deser, C. (2010). North Atlantic climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. Journal of marine systems, 79(3-4), 231-244. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G. & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 134, 1-36. https://doi.org/10.1029/134GM01

Ibarra Marinas, A. D. & Belmonte Serrato, F. (2017). Comprendiendo el litoral: Dinámica y procesos. Universidad de Murcia, Servicio de Publicaciones. https://doi.org/10.6018/editum.2618

IGE (2022) Instituto Galego de Estatística. https://www.ige.gal

Iglesias, G. & Carballo, R. (2010). Wave energy resource in the Estaca de Bares area (Spain). Renewable Energy, 35(7), 1574-1584. https://doi.org/10.1016/j.renene.2009.10.019

Iommi, V. (2014). Dante Alighieri's Quaestio de Aqua et Terra in the Renaissance. Imago temporis: medium Aevum, VIII, 177-191.

IPCC (1992). Climate Change: The IPCC 1990 and 1992 Assessments. IPCC. https://www.ipcc.ch/report/climate-change-the-ipcc-1990-and-1992-assessments/

IPCC (1995). Climate Change 1995: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the sECONDAssessment Report of the Integovernmental Panel on Climate Change. IPCC. https://www.ipcc.ch/report/ar2/syr/

IPCC (2001). Climate Change 2001: Synthesis Report. A Contribution of Working Groups I, II, and III to the Third Assessment Report of the Integovernmental Panel on Climate Change [Watson, R.T. and the Core Writing Team (eds.)]. Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/report/ar3/syr/

IPCC (2007). Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC. https://www.ipcc.ch/report/ar4/syr/

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

IPCC (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC. https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/

IPCC (2021). Resumen para responsables de políticas. En V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonno, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu & B. Zhou (Eds.), Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-i/

IPCC (2023). Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC. https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647

Iriarte-Chiapusso, M. J., Sobrino, C. M., Gómez-Orellana, L., Hernández-Beloqui, B., García-Moreiras, I., Fernández Rodriguez, C., Heiri, O., Lotter, A. F. & Ramil-Rego, P. (2016). Reviewing the Lateglacial–Holocene transition in NW Iberia: a palaeoecological approach based on the comparison between dissimilar regions. Quaternary International, 403, 211-236. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.029

Jackson, D. W., Costas, S., González-Villanueva, R. & Cooper, A. (2019). A global 'greening'of coastal dunes: An integrated consequence of climate change?. Global and Planetary Change, 182, 103026. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103026

Jamieson, T. F. (1865). On the History of the Last Geological Changes in Scotland. Quarterly Journal of the Geological Society. 21, 161–204. https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1865.021.01-02.24

Johansson, C. E., Andersen, S. & Alapassi, M. (1999). Geodiversity in the Nordic countries. ProGeo News, 1, 1-3.

Johnson, D. (1925). The New England-Acadian Shoreline. Hafner Publishingde.

de Jong, J. D. & Poortman, H. H. (1970). Coastal sediments of the southeastern shores of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 37(1), 147-167. https://repository.naturalis.nl/pub/505629

Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. (1974). Memoria explicativa del mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España, 1, 113.

Jungerius, P. D. (1990). The characteristics of dune soils. Catena Supplement, 18, 155-162.

Kaal, J., Carrión, Y., Asouti, E., Martín-Seijo, M., Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M., Criado-Boado, F. (2011). Long-term deforestation in NW Spain: linking the Holocene fire history to vegetation change and human activities. Quaternary Science Reviews, 20, 161-175. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.10.006

Kaal, J., Castro-González, M. G., Martínez-Cortizas, A. & Prieto-Martínez, M. P. (2021). Use of Thermally Assisted Hydrolysis and Methylation (THM-GC-MS) to Unravel Influence of Pottery Production and Post-Depositional Processes on the Molecular Composition of Organic Matter in Sherds from a Complex Coastal Settlement. Separations, 8(9), 140. https://doi.org/10.3390/separations8090140

Kaal, J., Costa-Casais, M., Ferro-Vázquez, C., Pontevedra-Pombal, X. & Martínez-Cortizas, A. (2008a). Soil formation of "Atlantic rankers" from NW Spain—a high resolution aluminium and iron fractionation study. Pedosphere, 18(4), 441-453. https://doi.org/10.1016/S1002-0160(08)60035-1

Kaal, J., Criado-Boado, F., Costa-Casais, M., López-Sáez, J. A., López-Merino, L., Mighall, T., Carrión, Y., Silva-Sánchez, N. & Martínez-Cortizas, A. (2013). Prehistoric land use at an archaeological hot-spot (the rock art park of Campo Lameiro, NW Spain) inferred from charcoal, synanthropic pollen and non-pollen palynomorph proxies. Journal of Archaeological Science, 40(3), 1518-1527. https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.09.024

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Kaal, J., Martínez-Cortizas, A., Eckmeier, E., Costa-Casais, M., Estévez, M. S. & Criado-Boado, F. (2008b). Holocene fire history of black colluvial soils revealed by pyrolysis-GC/MS: a case study from Campo Lameiro (NW Spain). Journal of Archaeological Science, 35(8), 2133-2143. https://doi.org/10.1016/j.jas.2008.01.013

Kalis, A. J., Merkt, J. & Wunderlich, J. (2003). Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe-human impact and natural causes. Quaternary Science Reviews, 22(1), 33-79. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00181-6

Karnauskaitė, D., Schernewski, G., Schumacher, J., Grunert, R. & Povilanskas, R. (2018). Assessing coastal management case studies around Europe using an indicator based tool. Journal of coastal conservation, 22, 549-570. https://doi.org/10.1007/s11852-018-0597-x

Kaspar, F., Kühl, N., Cubasch, U. & Litt, T. (2005). A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial. Geophysical Research Letters, 32(11). https://doi.org/10.1029/2005GL022456

Kaufman, D., McKay, N., Routson, C., Erb, M., Davis, B., Heiri, O., ... & Zhilich, S. (2020). A global database of Holocene paleotemperature records. Scientific data, 7(1), 1-34. https://doi.org/10.1038/s41597-020-0445-3

Kay, R. & Alder, J. (2017). Coastal planning and management (2º Ed.). CRC Press. https://doi.org/10.1201/9781315272634

Kemp, A. C., Vane, C. H., Horton, B. P., Engelhart, S. E. & Nikitina, D. (2012). Application of stable carbon isotopes for reconstructing salt-marsh floral zones and relative sea level, New Jersey, USA. Journal of Quaternary Science, 27(4), 404-414. https://doi.org/10.1002/jqs.1561

Khan, N. S., Vane, C. H., Horton, B. P., Hillier, C., Riding, J. B. & Kendrick, C. P. (2015). The application of δ13C, TOC and C/N geochemistry to reconstruct Holocene relative sea levels and paleoenvironments in the Thames Estuary, UK. Journal of Quaternary Science, 30(5), 417-433. https://doi.org/10.1002/jqs.2784

Kim, J., Goldstein, S. L., Pena, L. D., Jaume-Seguí, M., Knudson, K. P., Yehudai, M. & Bolge, L. (2021). North Atlantic deep water during Pleistocene interglacials and glacials. Quaternary Science Reviews, 269, 107146. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107146

Kjær, K. H., Bjørk, A. A., Kjeldsen, K. K., Hansen, E. S., Andresen, C. S., Siggaard-Andersen, M. L., Khan, S. A., Søndergaard, S. A., Colgan, W., Schomacker, A., Woodroffe, S., Funder, S., Rouillard, A., Jensen, J. F. & Larsen, N. K. (2022). Glacier response to the Little Ice Age during the Neoglacial cooling in Greenland. Earth-Science Reviews, 227, 103984. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103984

Kjerfve, B. (1994). Coastal lagoons. In Elsevier oceanography series (Vol. 60, pp. 1-8). Elsevier. https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70006-0

Koldijk, W. S. (1968). Bottom sediments of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain). Leidse Geologische Mededelingen, 37(1), 77–134. https://repository.naturalis.nl/pub/505802/

Kopp, R. E., Hay, C. C., Little, C. M. & Mitrovica, J. X. (2015). Geographic variability of sea-level change. Current Climate Change Reports, 1(3), 192-204. https://doi.org/10.1007/s40641-015-0015-5

Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C. & Oppenheimer, M. (2009). Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. Nature, 462(7275), 863-867. https://doi.org/10.1038/nature08686

Körper, J., Höschel, I., Lowe, J. A., Hewitt, C. D., Salas y Melia, D., Roeckner, E., ... & Denvil, S. (2013). The effects of aggressive mitigation on steric sea level rise and sea ice changes. Climate dynamics, 40 (3), 531-550. https://doi.org/10.1007/s00382-012-1612-9

Kovda, I., Lynn, W., Williams, D. & Chichagova, O. (2001). Radiocarbon age of Vertisols and its interpretation using data on gilgai complex in the north Caucasus. Radiocarbon, 43(2B), 603-610. https://doi.org/10.1017/S0033822200041254

Lamb, A. L., Vane, C. H., Wilson, G. P., Rees, J. G., & Moss-Hayes, V. L. (2007). Assessing δ13C and C/N ratios from organic material in archived cores as Holocene sea level and palaeoenvironmental indicators in the Humber Estuary, UK. Marine Geology, 244(1-4), 109-128. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.012

Lamb, A. L., Wilson, G. P. & Leng, M. J. (2006). A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ13C and C/N ratios in organic material. Earth-Science Reviews, 75(1-4), 29-57. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003

Lambeck, K. (1997). Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129(1-2), 1-22. https://doi.org/10.1016/S0031-0182(96)00061-2

Lambeck, K. & Chappell, J. (2001). Sea level change through the last glacial cycle. Science, 292(5517), 679-686. https://doi.org/10.1126/science.1059549

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences, 111(43), 15296-15303. https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111

Lantzsch, H., Hanebuth, T. J., Bender, V. B. & Krastel, S. (2009). Sedimentary architecture of a low-accumulation shelf since the Late Pleistocene (NW Iberia). Marine Geology, 259(1-4), 47-58. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.12.008

Lantzsch, H., Hanebuth, T. J. & Henrich, R. (2010). Sediment recycling and adjustment of deposition during deglacial drowning of a low-accumulation shelf (NW Iberia). Continental Shelf Research, 30(15), 1665-1679. https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.06.013

Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. & Levrard, B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy & Astrophysics, 428(1), 261-285. https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335

Le Pera, E. & Arribas, J. (2004). Sand composition in an Iberian passive-margin fluvial course: the Tajo River. Sedimentary Geology, 171(1-4), 261-281. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.019

Lebreiro, S. M., Francés, G., Abrantes, F. F. G., Diz, P., Bartels-Jónsdóttir, H. B., Stroynowski, Z. N., ... & Grimalt, J. O. (2006). Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia. The Holocene, 16(7), 1003-1015. https://doi.org/10.1177/0959683606hl990rp

Lécuyer, C., Atrops, F., Amiot, R., Angst, D., Daux, V., Flandrois, J. P., Fourel, F., Rey, K., Royer, A., Seris, M., Touzeau, A. & Rousseau, D. D. (2018). Tsunami sedimentary deposits of Crete records climate during the 'Minoan Warming Period' (≈3350 yr BP). The Holocene, 28(6), 914-929. https://doi.org/10.1177/0959683617752840

Leira, M. (2005). Diatom responses to Holocene environmental changes in a small lake in northwest Spain. Quaternary International, 140, 90-102. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.05.005

Leira, M., Freitas, M. C., Ferreira, T., Cruces, A., Connor, S., Andrade, C., Lopes, V. & Bao, R. (2019). Holocene sea level and climate interactions on wet dune slack evolution in SW Portugal: A model for future scenarios?. The Holocene, 29(1), 26-44. https://doi.org/10.1177/0959683618804633

Leira, M. & Santos, L. (2002). An early Holocene short climatic event in the northwest Iberian Peninsula inferred from pollen and diatoms. Quaternary International, 93, 3-12. https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00002-2

Leiros, M. C. & Guitián, F. (1983). Suelos de la zona húmeda española. XI. Contribución al estudio de los suelos hidromorfos de Galicia. 2. Suelos continentales. Anales de edafologia y agrobiologia 42(3-4), 427-461.

Leloup, G. & Paillard, D. (2022). Influence of the choice of insolation forcing on the results of a conceptual glacial cycle model. Climate of the Past, 18(3), 547-558. https://doi.org/10.5194/cp-18-547-2022

Leorri, E. & Cearreta, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. Marine Micropaleontology, 51(1-2), 75-94. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2003.08.003

Leorri, E., Cearreta, A. & Milne, G. (2012a). Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. Quaternary Science Reviews, 42, 59-73. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.014

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Leorri, E., Fatela, F., Drago, T., Bradley, S. L., Moreno, J. & Cearreta, A. (2012b). Lateglacial and Holocene coastal evolution in the Minho estuary (N Portugal): Implications for understanding sea-level changes in Atlantic Iberia. The Holocene, 23(3), 353-363. https://doi.org/10.1177/0959683612460786

Lewis, S. & Maslin, M. (2015). Defining the anthropocene. Nature, 519 (7542), 171-180. https://doi.org/10.1038/nature14258

Lillios, K. T., Blanco-González, A., Drake, B. L. & López-Sáez, J. A. (2016). Mid-late Holocene climate, demography, and cultural dynamics in Iberia: A multi-proxy approach. Quaternary Science Reviews, 135, 138-153. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.011

Lisiecki, L. E. & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20(1). https://doi.org/10.1029/2004PA001071

Lisiecki, L. E. & Stern, J. V. (2016). Regional and global benthic δ18O stacks for the last glacial cycle. Paleoceanography, 31(10), 1368-1394. https://doi.org/10.1002/2016PA003002

Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., He, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U., Carlson, A. E., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J. & Cheng, J. (2009). Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bølling-Allerød warming. Science, 325(5938), 310-314. https://doi.org/10.1126/science.117104

Liu, Z., Zhu, J., Rosenthal, Y., Zhang, X., Otto-Bliesner, B. L., Timmermann, A., Smith, R. S., Lohmann, G., Zheng, W. & Timm, O. E. (2014). The Holocene temperature conundrum. Proceedings of the National Academy of Sciences, 111(34), E3501-E3505. https://doi.org/10.1073/pnas.1407229111

Llana, C., Villar, R. & Martínez-Cortizas, A. (1996). Secuencia paleoambiental y cuktural de la cueva de A Valiña. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 97-112). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

de Lombera-Hermida, A., López Cordeiro, M., Cerqueiro Landín, D., Díaz-Rodríguez, M., Ameijenda Iglesias, A., Rodríguez Álvarez, X. P., & Fábregas Valcarce, R. (2018). As Gándaras de Budiño: nuevos datos para una revisión. En R. Blanco-Chao, F. Castillo, J. Horacio, M. Valcácel (Eds.), Xeomorfoloxía e Paisaxes Xeográficas. Catro décadas de investigación e ensino. Homenaxe a Augusto Pérez Alberti (pp.137-164).Universidade de Santiago de Compostela.

López, P., López, J. A., Aira Rodríguez, M. J. & Saa, M. P. (1993). Análisis paleobotánico de cinco yacimientos arqueológicos de la Sierra del Bocelo (La Coruña, Galicia). Anales de la Asociación de Palinólogos de Lengua Española, 6, 59-73. http://hdl.handle.net/10396/8709

López, S. T., Varela, R. A. & Delhez, E. (2001). Residual circulation and thermohaline distribution of the Ría de Vigo: a 3-D hydrodynamical model. Scientia Marina, 65(S1), 277-289. https://doi.org/10.3989/scimar.2001.65s1277

López-Bedoya, J., Blanco-Chao, R. & Pérez-Alberti, A. (2003). Geomorfología de la costa de Ferrol: caracterización de las tipologías de acantilados. En R. Blanco-Chao, J. López-Bedoya & A. Pérez-Alberti (Eds.), Procesos geomorfológicos y evolución costera (pp. 241-254). Universidade de Santiago de Compostela.

López-Bedoya, J. & Freire-Boado, M. A. (2013). Guia de boas prácticas e intervención en sistemas praia-duna. Xunta de Galicia, Consellería de Medio Ambiente Territorio e Infraestructuras.

López-Bedoya, J. & Pérez-Alberti, A. (2006a). Clasificación morfogenética de las playas de arena en Galicia como herramienta para abordar el uso sostenible de los complejos sedimentarios costeros. En A. Pérez-Alberti & López-Bedoya, J. (Eds), Geomorfología y territorio: actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 843-860). Universidade de Santiago de Compostela.

López-Bedoya, J. & Pérez-Alberti, A. (2006b). Factores de erosión y degradación ambiental de los complejos sedimentarios costeros de Galicia en el marco de una ocupación poco planificada del litoral. En A. Pérez-Alberti & López-Bedoya, J. (Eds), Geomorfología y territorio: actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 861-876). Universidade de Santiago de Compostela.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M. J. & Díaz-Díaz, L. M. (2020). Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the north Iberian margin: A new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. Geomorphology, 364, 107242. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107242

López-García, J. M., Fernández-García, M., Blain, H. A., Sanz, M., & Daura, J. (2016). MIS 5 environmental and climatic reconstruction in northeastern Iberia using the small-vertebrate assemblage from the terrestrial sequence of Cova del Rinoceront (Castelldefels, Barcelona). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 451, 13-22. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.03.015

López Martínez, N., Fernández Marrón, M. T., Peláez-Campomanes, P., & Zarzuelo, P. (1993). Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. Revista de la Sociedad Geológica de España, 6 (3-4), 19-28.

López-Merino, L., Silva-Sánchez, N., Kaal, J., López-Sáez, J. A. & Martínez-Cortizas, A. (2012). Post-disturbance vegetation dynamics during the Late Pleistocene and the Holocene: An example from NW Iberia. Global and Planetary Change, 92, 58-70. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.04.003

López-Pérez, Á. E., Rubio, B., Rey, D. & Plaza-Morlote, M. (2022). Late Quaternary sedimentary evolution of the distal Galician continental margin (north-west Iberian Peninsula) based on palaeoclimatic, palaeoproductivity and diagenetic evidence. Sedimentology, 69(2), 537-567. https://doi.org/10.1111/sed.12914

López-Romero, E., Güimil-Fariña, A., Bóveda, M. J., Mañana-Borrazás, P., Sanjurjo, J., Vázquez-Collazo, S., Vilaseco-Vázquez, X. I. & Arce-Chamorro, C. (2023). The potential of analysing prehistoric human occupation in the Western Rias of Galicia (Northwest Iberia): methods and prospects. En G. Marchand, Y. Pailler & P. Stéphan (Dir.), Investigate the shore, sound the past: new methods and practices of Maritime Prehistory (Vol. 19, pp. 91-106). Séances de la Société préhistorique française. https://www.prehistoire.org/offres/file_inline_src/515/515_P_50815_64ad1e9be1a5a_16.pdf

López-Romero, E., Güimil-Fariña, A., Mañana-Borrazás, P., Otero Vilariño, C., Prieto-Martínez, M. P., Rey García, J. M. & Vilaseco-Vázquez, X. I. (2015a). Ocupación humana y monumentalidad durante la Prehistoria Reciente en el islote de Guidoiro Areoso (Ría de Arousa, Pontevedra): investigaciones en el marco de las dinámicas litorales atlánticas actuales. Trabajos de Prehistoria, 72, 353-371. https://doi.org/10.3989/tp.2015.12159

López-Romero, E., Mañana-Borrazás, P., Daire, M. Y. & Güimil-Fariña, A. (2014). The eSCOPES Project: preservation by record and monitoring at-risk coastal archaeological sites on the European Atlantic façade. Antiquity (Project Gallery), 088(339). http://antiquity.ac.uk/projgall/lopez-romero339/

López-Romero, E., Mañana-Borrazás, P., Güimil-Fariña, A. & Vilaseco-Vázquez, X. I. (2015b). "Guidoiro Dixital". An initiative to recover lost scientific information from private image archives. *The European Archaeologist*, 43, 90-93.

López-Romero, E., Vilaseco-Vázquez, X. I., Mañana-Borrazás, P. & Güimil-Fariña, A. (2017). Recovering information from eroding and destroyed coastal archaeological sites: a crowdsourcing initiative in NW Iberia. En T. Dawson, C. Nimura, E. López-Romero & M. Y. Daire (Eds.), *Public Archaeology and Climate Change* (pp. 72-80). Oxbow Books,

López-Sáez, J. A., López-Merino, L., Pérez Díaz, S., Parcero-Oubiña, C., & Criado-Boado, F. (2009). Contribución a la caracterización de los espacios agrarios castreños: documentación y análisis palinológico de una posible terraza de cultivo en el castro de Follente (Caldas de Reis, Pontevedra). Trabajos de Prehistoria, 66(2), 171-182. http://hdl.handle.net/10261/20147

López-Sáez, J. A., Parcero-Oubiña, C., Lima, E., López García, P., Criado-Boado, F, Macías Rosado, R., Martínez-Cortizas, A. & Franco Maside, S. (2003). Paleopaisajes concretos: polen, suelos y arqueología del yacimiento de As Pontes (Abadín, Lugo). Trabajos de Prehistoria, 60(1), 139-151. https://doi.org/10.3989/tp.2003.v60.i1.126

Lorenzo, F., Alonso, A. & Pagés, J. L. (2007). Erosion and accretion of beach and spit systems in Northwest Spain: a response to human activity. Journal of Coastal Research, 23(4), 834-845. https://www.jstor.org/stable/4496097

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Lotze, F. (1945). Zur Gliedurung der Varsiziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch, nº 6, pp. 78-92. (traducido por J.M Ríos [1950] Observaciones respect a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. Pub. Extr. Geol. España, V, 149-166).

Loureiro, J. & Matía, G. (2001). El Relieve. En A. Precedo & J. Sancho (Eds.), Atlas de Galicia: Medio Natural. (pp. 82-95). Sociedade para o Desenvolvemento Comarcal de Galicia.

Lowe, J., Matthews, I., Mayfield, R., Lincoln, P., Palmer, A., Staff, R. & Timms, R. (2019). On the timing of retreat of the Loch Lomond ('Younger Dryas') Readvance icefield in the SW Scottish Highlands and its wider significance. Quaternary Science Reviews, 219, 171-186. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.034

Lu, Q., Bai, J., Gao, Z., Wang, J. & Zhao, Q. (2016). Effects of water level and salinity on total sulfur contents in salt marsh soils of the Yellow River Delta, China. Wetlands, 36, 137-143. https://doi.org/10.1007/s13157-015-0661-3

de Luaces, A., Schröder, K. & Müller M. J. (2022). El estado de conservación del paisaje de Galicia: veinte años después de la aprobación del Convenio Europeo del Paisaje. Recursos Rurais, (18), 59-76. https://doi.org/10.15304/rr.id8566

Lundershausen, J. G. (2018). Marking the boundaries of stratigraphy: Is stratigraphy able and willing to define, describe and explain the Anthropocene?. Geo: Geography and Environment, 5(1), e00055. https://doi.org/10.1002/geo2.55

Lyell C. (1833). Principles of Geology Vol. III. John Murray

Lyell C. (1839). Nouveaux éléments de géologie. Pitois-Levrault et Cie.

Lyell, C. (1873). The Geological Evidences of the Antiquity of Man with an Outline of Glacial and Post-tertiary Geology and Remarks on the Origin of Species. John Murray.

Macías, F. & Calvo de Anta, R. (1988). Arcillas y limos de sedimentos actuales de las Rías de Galicia. Consideraciones genéticas. Geociencias, 3(1-2), 179-187.

Macías-García, I., Pérez-Alberti, A., Martínez-Cortizas, A., Nieto, C., Otero, X. P., Monterroso, C. M., García-González, M. T. Valle, R. & Macías, F. (2007). 11 millones de años de ciclos de biostaxia-resistaxia en la cuenca oligoceno-miocénica de as pontes en Galicia. Edafología, 14(1), 67-98.

Macfarling Meure, C., Etheridge, D., Trudinger, C., Steele, P., Langenfelds, R., Van Ommen, T., Smith, A. & Elkins, J. (2006). Law Dome CO2, CH4 and N2O ice core records extended to 2000 years BP. Geophysical Research Letters, 33(14). https://doi.org/10.1029/2006GL02615

Mackensen, A. & Schmiedl, G. (2019). Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans, and sediments. Earth-Science Reviews, 197, 102893. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102893

Malamud-Roam, F. & Ingram, B. L. (2001). Carbon isotopic compositions of plants and sediments of tide marshes in the San Francisco Estuary. Journal of Coastal Research, 17-29. https://www.jstor.org/stable/4300146

Malod, J. A., Boillot, G., Lepvier, C., Mascle, G., Taugourdeau-Lantz, J., Capdevila, R., Dupeuble, P. A. & Müller, C. (1982). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: observations with the submersible Cyana. Geological Society, London, Special Publications, 10(1), 309-315. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.20

Mann, M. E. (2002). Little ice age. En M. C. MacCracken & J. S. Perry (Eds.), Encyclopedia of global environmental change (Vol. 1, pp. 504-509). John Wiley & Sons.

Mann, M. E., Steinman, B. A., Brouillette, D. J. & Miller, S. K. (2021). Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. Science, 371(6533), 1014-1019. https://doi.org/10.1126/science.abc5810

Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G. & Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science, 326(5957), 1256-1260. https://doi.org/10.1126/science.1177303

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Mañana-Borrazás, P. (2017). Escavación arqueolóxica da Mámoa 4 de Guidoiro Areoso (A Illa de Arousa, Pontevedra). Ano 2016-2017. Memoria técnica. Consellería de Cultura, Educación e Ordenación Universitaria, Xunta de Galicia.

Mañana-Borrazás, P., Blanco-Chao, R., Bóveda, M. J., Cajade-Pascual, D., Costa-Casais, M., Güimil-Fariña, A., López-Romero, E., Vázquez-Collazo, S. & Vilaseco-Vázquez, X. I. (2020). Lo que nos cuenta la marea. Prehistoria en el islote de Guidoiro Areoso (A Illa de Arousa, Galicia) a la luz de las últimas intervenciones. En: Actualidad de la Investigación Arqueológica en España I (2018–2019) (pp 159-176). Museo Arqueológico Nacional.

Marcos, M., Gomis, D., Monserrat, S., Álvarez-Fanjul, E., Pérez, B. & García-Lafuente, J. (2005). Consistency of long sea-level time series in the northern coast of Spain. Journal of Geophysical Research: Oceans, 110, C03008. https://doi.org/10.1029/2004JC002522

Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U. & Mix, A. C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. Science, 339(6124), 1198-1201. https://doi.org/10.1126/science.1228026

Margalef, R. (1956a). Oscilaciones del clima postglacial del noroeste de España registradas en los sedimentos de la Ría de Vigo. Zephyrus: revista de prehistoria y arqueología, 7, 5-9. http://hdl.handle.net/10261/166613

Margalef, R. (1956b). Paleoecología postglacial de la ría de Vigo. Investigación Pesquera, 5, 89-112. http://hdl.handle.net/10261/164486

Margalef, R. (1959). Nuevos datos para el estudio de la historia de la Ría de Vigo, desde la última glaciación. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 33(2), 23-35. http://hdl.handle.net/10261/165704

Markl, H. (1986). Natur als Kulturaufgabe. Über die Beziehung des Menschen zur lebendigen Natur. Deutsche Verlags-Anstalt

Marsicek, J., Shuman, B. N., Bartlein, P. J., Shafer, S. L. & Brewer, S. (2018). Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures. Nature, 554(7690), 92-96. https://doi.org/10.1038/nature25464

Msrtí, A. & Miragaya, A. (1997). La Costa da Morte: El medio físico como factor de riesgo de naufragio. En Dinámica Litoral-Interior (Vol. I, pp. 125-136). Asociación de Geógrafos Españoles e Universidade de Santiago de Compostela.

Martí, A., Taboada, J., Royé, D. & Fonseca, X. (2019). Os tempos e o clima de Galicia. Xerais.

Martín-Chivelet, J., Muñoz-García, M. B., Edwards, R. L., Turrero, M. J. & Ortega, A. I. (2011). Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on δ13C of speleothems. Global and Planetary Change, 77(1-2), 1-12. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.02.002

Martín-González, F. (2006). Rasgos tectónicos y deformación de las cuencas terciarias de O Barco de Valdeorras, Quiroga y El Bierzo (Noroeste del Macizo Ibérico). Geotemas, 9, 157-160.

Martín-González, F. (2009). Cenozoic tectonic activity in a Variscan basement: Evidence from geomorphological markers and structural mapping (NW Iberian Massif). Geomorphology, 107(3-4), 210-225. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.008

Martín-González, F., Antón, L., Insua Arévalo, M., Vicente, G. D., Martínez-Díaz, J. J., Muñoz-Martín, A., Heredia, N. & Olaiz, A. (2012). Seismicity and potencially active faults in the Northwest and Central-West Iberian Peninsula. Journal of Iberian Geology, 38(1), 52-69. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39205

Martín-González, F. & Canora, C. (2019). Active Faults in the Spanish Iberian Massif and the Cantabrian Mountains. En C. Quesada & J. T. Oliveira (Eds.), The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 5: Active Processes: Seismicity, Active Faulting and Relief (pp. 41-48). Springer.

Martín-González, F., Freudenthal, M., Heredia, N., Martín-Suárez, E. & Rodríguez-Fernández, R. (2014). Palaeontological age and correlations of the Tertiary deposits of the NW Iberian Peninsula: the tectonic evolution of a broken foreland basin. Geological Journal, 49(1), 15-27. https://doi.org/10.1002/gj.2484

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Martín-González, F., Insúa, J. M., Capote, R. & Martínez Díaz, J. J. (2003). Estudio gravimétrico de la cuenca terciaria de Sarria (Lugo – España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 28, 329-341.

Martín-González, F. & Heredia, N. (2011). Geometry, structures and evolution of the western termination of the Alpine-Pyrenean Orogen relief (NW Iberian Peninsula). Journal of Iberian Geology, 37(2), 103-120. https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2011.v37.n2.1

Martín-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M. D. P. & Valero-Garcés, B. L. (2010). Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. Climate of the Past, 6(6), 807-816. https://doi.org/10.5194/cp-6-807-2010

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Brauer, A., Mata, M. P., Delgado-Huertas, A. & Dulski, P. (2009). The Iberian–Roman Humid period (2600–1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). Quaternary Research, 71(2), 108-120. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.10.004

Martín-Serrano, A. (1989). Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 14: 7-18.

Martínez, M. L., Psuty, N. P. & Lubke R.A (2008). A Perspective on Coastal Dunes. En M. L. Martínez & N. P. Psuty (Eds.), Coastal Dunes: Ecology and Conservation (pp. 3-10). Springer Science & Business Media. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74002-5_1

Martínez-Carreño, N. (2015). Análisis multidisciplinario de las acumulaciones de metano en relación con la arquitectura estratigráfica y los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario en la Ría de Vigo. [Tese doutoral, Universidade de Vigo] http://hdl.handle.net/11093/522

Martínez-Carreño, N. & García-Gil, S. (2013). The Holocene gas system of the Ría de Vigo (NW Spain): Factors controlling the location of gas accumulations, seeps and pockmarks. Marine Geology, 344, 82-100. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.012

Martínez-Carreño, N. & García-Gil, S. (2017). Reinterpretation of the Quaternary sedimentary infill of the Ría de Vigo, NW Iberian Peninsula, as a compound incised valley. Quaternary Science Reviews, 173, 124-144. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.015

Martínez-Carreño, N., García-Gil, S. & Cartelle, V. (2017). An unusual Holocene fan-shaped subaqueous prograding body at the back of the Cíes Islands ridge (Ría de Vigo, NW Spain): Geomorphology, facies and stratigraphic architecture. Marine Geology, 385, 13-26. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.015

Martínez-Catalán, J. R., Aller, J., Alonso, J. L. & Bastida, F. (2009). The iberian variscan orogen. En Spanish geological frameworks and geosites: an approach to spanish geological heritage of international relevance (pp. 13-27). IGME,

Martínez-Cortizas, A. (2000). La reconstrucción de paleoambientes cuaternarios: ideas y ejemplos. Estudos do Quaternário, 3, 31-41.

Martínez-Cortizas, A. & Costa-Casais, M. (1997). Indicios de variaciones del nivel del mar en la ría de Vigo durante los últimos 3000 años. Gallaecia, 16, 23-47. http://hdl.handle.net/10261/54522

Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M. & López-Sáez, J. A. (2009). Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500 cal BC. Quaternary International, 200(1-2), 77-89. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.07.012

Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M. & López-Sáez, J. A. (1996a). Niveles dunares pleistocenos y holocenos en la costa de Galicia: Hipótesis cronológica en base a su grado de edafización. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 391-404). Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.

Martínez-Cortizas, A., Fábegras Valcarce, R., & Franco Maside, S. (2000). Evolución del paisaje y actividad humana en el área de Monte Penide (Redondela, Pontevedra): una aproximación metodológica. Trabajos de prehistoria, 57(1), 173-184.

Martínez-Cortizas, A. Ferro-Vázquez, C., Kaal, J., Biester, H., Costa-Casais, M., Taboada, T., & Rodríguez-Lado, L. (2016). Bromine accumulation in acidic black colluvial soils. Geochimica et Cosmochimica Acta, 174, 143-155. https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.11.013

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Martínez-Cortizas, A., Garcıa-Rodeja, E., Pontevedra-Pombal, X., Novoa Muñoz, J., Weiss, D. & Cheburkin, A. (2002). Atmospheric Pb deposition in Spain during the last 4600 years recorded by two ombrotrophic peat bogs and implications for the use of peat as archive. Science of the Total Environment, 292(1-2), 33-44. https://doi.org/10.1016/S0048-9697(02)00031-1

Martínez-Cortizas A, Mighall T, Pontevedra-Pombal X, Nóvoa Muñoz, J. C., Peiteado Varela, E. & Piñeiro Rebolo, R. (2005) Linking changes in atmospheric dust deposition, vegetation change and human activities in northwest Spain during the last 5300 years. The Holocene, 15, 698-706. https://doi.org/10.1191/0959683605hl834rp

Martínez-Cortizas, A., Moares, C. & García-Rodeja, E. (1996b). El Depósito pleistoceno de Moucide. Propiedades Fisico Químicas y mineralógicas y evolución. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 345-356). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Martínez-Cortizas, A., Otero, X.L. & Costa-Casais, M. (1997). Edafogénesis cuaternaria del depósito dunar de Figueiras (Islas Cíes-NW España): implicaciones paleoambientales. NACC: Nova Acta Científica Compostelana. 7, 121-135.

Martínez-Cortizas, A. & Pérez-Alberti, A. (Coor.)(1999). Atlas climático de Galicia. Xunta de Galicia.

Martínez-Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., García-Rodeja, E., Nóvoa-Muñoz, J. C. & Shotyk, W. (1999). Mercury in a Spanish peat bog: archive of climate change and atmospheric metal deposition. Science, 284(5416), 939-942. https://doi.org/10.1126/science.284.5416.939

Martínez-Graña A., Goy, J.L. & Zazo, C. (2000). Actividad tectónica en el Noroeste Peninsular, en base a los registros de los depósitos costeros de los últimos 130.000 años (rías Arosa-Pontevedra, Galicia). Geotemas, 1(4), 263-266.

Martínez-Pillado, V. (2018). Interpretación paleoambiental y variabilidad climática a partir de espeleotemas holocenos en cueva mayor de atapuerca (burgos) y su comparación con la cueva de goikoetxe (busturia, biskaia). [Tese doutoral, Universidad del País Vasco-Euskal Herriko Unibertsitatea] http://hdl.handle.net/10810/31123

Martins, V., Jouanneau, J. M., Weber, O. & Rocha, F. (2006). Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. Marine Micropaleontology, 59(1), 35-55. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2005.12.002

Martins Rodal, B. (2019). A invención das Rías Baixas: paisaxe, destino e territorio. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela]. http://hdl.handle.net/10347/20818

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. Trabajos de Geología, (13), 3-37.

Mary, G., Medus, J. & Delibrias, G. (1975). Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne). Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, 12(1), 13-23. https://doi.org/10.3406/quate.1975.1253

Mas-Llinàs del Torrrent, A., González-Villanueva, R., Solla, M., Sáez, A., Hernández, A., Carballeira, R. & Bao, R. (2022). Evolución de la barrera dunar de Pantín, NO ibérico.En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), *XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022*: *Actas* (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela

Maslin, M. A. (2016). Forty years of linking orbits to ice ages. Nature, 540 (7632), 208-209. https://doi.org/10.1038/540208a

Maslin, M. A. & Brierley, C. M. (2015). The role of orbital forcing in the Early Middle Pleistocene Transition. Quaternary International, 389, 47-55. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.047

Mayán, M. (2001) Una introducción a los métodos cualitativos. Módulo de entrenamiento para estudiantes y profesionales. Alberta: International Institute for Qualitative Methodology, 34.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A.,Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. Quaternary research, 62(3), 243-255. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001

Mayor Rodríguez, J. A. (2011) Génesis de cavidades graníticas en ambientes endógenos y exógenos. [Tese doutoral, Universidade da Coruña]. http://hdl.handle.net/2183/9351

Mediato, J. F. (2016) Oscilaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior en el sector costero Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón). Registro sedimentario, geoquímico e histórico. [Tese doutoral, Universidad Complutense de Madrid]. Repositorio Institucional de la Universidad Complutense de Madrid.

Meistrell, F. J. (1972). The spit-platform concept: Laboratory observation of spit development. En M. L. Schwartz (Ed.), Spits and Bars (pp. 225-283). Dowden, Hutchinson and Ross.

Mena, A. (2013). Paleoceanography and paleoclimatic evolution of the Galicia Interior Basin (NW Iberian Peninsula) during the past 60 ka. [Tese doutoral, Universidade de Vigo] http://hdl.handle.net/11093/128

Mena, A., Francés, G., Pérez-Arlucea, M., Hanebuth, T. J., Bender, V. B., & Nombela, M. A. (2018). Evolution of the Galicia Interior Basin over the last 60 ka: sedimentary processes and palaeoceanographic implications. Journal of Quaternary Science, 33(5), 536-549. https://doi.org/10.1002/jqs.3032

Méndez, G. & Rey, D. (2000). Perspectiva histórica del conocimiento geológico de las rías gallegas. Journal of Iberian Geology, 26, 21-44.

Méndez, G. & Vilas, F. (2005). Geological antecedents of the rias baixas (galicia, northwest iberian peninsula). Journal of Marine Systems, 54(1-4), 195-207. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.012

Méndez Martínez, G., Pérez-Arlucea, M., González-Villanueva, R. & Ovejero Campos, A. (2011). Anthropogenic influence on the Holocene sedimentation process along the Atlantic coast of Galicia (NW Iberian Peninsula). Journal of Coastal Research, 1788-1792. https://www.jstor.org/stable/26482484

Méndez-Quintas, E. (2008). La industria lítica de las facies coluviales del yacimiento achelense de As Gándaras de Budiño. El Locus V en las excavaciones de Vidal Encinas. Zephyrus, 62, 41-61. http://hdl.handle.net/10366/70539

Méndez-Quintas, E., Demuro, M., Arnold, L. J., Duval, M., Pérez-González, A. & Santonja, M. (2019). Insights into the late stages of the Acheulean technocomplex of Western Iberia from the Arbo site (Galicia, Spain). Journal of Archaeological Science: Reports, 27, 101934. https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.101934

Méndez-Quintas, E., Santonja, M., Pérez-González, A., Arnold, L., Cunha Ribeiro, J. P., Demuro, M., ... & Serodio Domínguez, A. (2018a). El yacimiento achelense de As Gándaras de Budiño: Síntesis y perspectivas después de 50 años de desencuentros. Estudos do Quaternario, 19, 1-22. https://hdl.handle.net/2440/118846

Méndez-Quintas, E., Santonja, M., Pérez-González, A., Arnold, L. J., Demuro, M. & Duval, M. (2020). A multidisciplinary overview of the lower Miño River terrace system (NW Iberian Peninsula). Quaternary International, 566, 57-77. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.04.022

Méndez-Quintas, E., Santonja, M., Pérez-González, A., Duval, M., Demuro, M. & Arnold, L. J. (2018b). First evidence of an extensive Acheulean large cutting tool accumulation in Europe from Porto Maior (Galicia, Spain). Scientific Reports, 8(1), 1-13. https://doi.org/10.1038/s41598-018-21320-1

Mendoza, E., Silva, R., Zanuttigh, B., Angelelli, E., Andersen, T. L., Martinelli, L., Harck Nørgaard, J. Q. & Ruol, P. (2014). Beach response to wave energy converter farms acting as coastal defence. Coastal Engineering, 87, 97-111. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.10.018

Menéndez Amor, J. (1971). Estudio esporo-polínico de dos turberas en la Sierra de Queija (Orense). Boletín de la Sociedad Española de Historia Natura, 69, 85-92.

Mensching, H. (1961) Dies rias Galiscish Asturichen Kuste Spaniens. Erdkunde, 15.

USC DE COMPOSTELA

Meteogalicia (2014) Atlas de oleaje de Galicia: caracterización del oleaje costero con alta resolución. Meteogalicia. https://www.meteogalicia.gal/modelos/atlas/atlasOndas.action?request_locale=es

Middelburg, J. J., Nieuwenhuize, J., Lubberts, R. K. & Van de Plassche, O. (1997). Organic carbon isotope systematics of coastal marshes. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 45(5), 681-687. https://doi.org/10.1006/ecss.1997.0247

Middleton, G. V. (2003) Sedimentology, History. En G. V. Middleton, M. J. Church, M. Coniglio, L. A. Hardie, & F. J. Longstaffe (Eds.), Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks (pp. 628-635). Springer.

Mighall, T. M., Martínez-Cortizas, A., Biester, H., & Turner, S. E. (2006). Proxy climate and vegetation changes during the last five millennia in NW Iberia: pollen and non-pollen palynomorph data from two ombrotrophic peat bogs in the North Western Iberian Peninsula. Review of palaeobotany and costa-capalynology, 141(1-2), 203-223. https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2006.03.013

Mighall, T. M., Martínez Cortizas, A., Silva-Sánchez, N., López-Costas, O. & López-Merino, L. (2023). Climate Change, Fire and Human Activity Drive Vegetation Change during the Last Eight Millennia in the Xistral Mountains of NW Iberia. Quaternary, 6(1), 5. https://doi.org/10.3390/quat6010005

Milanković M. (1920). Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Gauthier-Villars.

Milankovitch M. (1941). Canon of Insolation and the Ice-Age Problem (in German). Special Publications of the Royal Serbian Academy Israel Program for Scientific Translations, 132, 1-484.

Mir-Gual, M., Blanco-Chao, R., Hernández-Cordero, A. I., Pons, G. X., Costa-Casais, M. & Hernández-Calvento, L. (2015). Comparación descriptiva de morfologías blowoutbajo diferentes condiciones ambientales. Geotemas, 15, 205-208.

Mir-Gual, M. & Pons, G. X. (2011). Coast sandy strip fragmentation of a protected zone in the N of Mallorca, Spain (Western Mediterranean). Journal of Coastal Research, 1367-1371 https://www.jstor.org/stable/26482399 .

Mitrovica, J. X., & Milne, G. A. (2003). On post-glacial sea level: I. General theory. Geophysical Journal International, 154, 253–267. https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01942.x

Mitrovica, J. X., Gomez, N. & Clark, P. U. (2009). The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse. Science. 323, 753. https://doi.org/10.1126/science.1166510

Moares, C., Martínez-Cortiza, A. & Mácias, F. (1996). Suelos de Fragipán en el valee glaciar de Balouta (Sierra de Ancares, Lugo-León): Significado Peloambiental. En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 227-241). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Mohamed, K. J., Rey, D., Rubio, B., Vilas, F. & Frederichs, T. (2010). Interplay between detrital and diagenetic processes since the last glacial maximum on the northwest Iberian continental shelf. Quaternary Research, 73(3), 507-520. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.02.003

Monge, C. (1987). Estudio sedimentológico de la cuenca Terciaria de Meirama. Un ejemplo de una cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 51-67. http://hdl.handle.net/2183/5978

Moñino Sáez, M., Díaz de Terán, J. R. & Cendrero, A. (1988). Pleistocene Sea Level Changes in the Cantabrian Coast, Spain. Geomorphology and Environment, 351-364.

Moralejo Laso, A. (1976). Sobre grafía y pronunciación de los topónimos gallegos.Verba, 3, 11-34.

Morales, J. (1998). La interpretación del patrimonio natural y cultural: todo un caminopor recorrer. PH: Boletín del Instituto Andaluz del Patrimonio Histórico, 6, 150-157.

Morales, J. A. & Pérez-Alberti, A. (2019). Introducing the Spanish Coast. En J. A. Morales (Ed.), The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management (pp. 1-23). https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_1

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Moreno, A., Bartolomé, M., López-Moreno, J. I., Pey, J., Corella, J. P., García-Orellana, J., Sancho, C., Leunda, M., Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Pérez-Mejías, C., Navarro, F., Otero-García, J., Lapazaran, J., Alonso-González, E., Cid, C., López-Martínez, J., Oliva-Urcia, B., Faria, S. H., ... García-Ruíz, J. M. (2021). The case of a southern European glacier which survived Roman and medieval warm periods but is disappearing under recent warming. The Cryosphere, 15(2), 1157-1172. https://doi.org/10.5194/tc-15-1157-2021

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez Goñi, M. F., & Sierro, F. J. (2007). Conexiones climáticas de escala milenaria entre procesos oceánicos y atmosféricos durante el último ciclo glaciar: estudio multidisciplinar de un sondeo del mar de Alborán (Mediterráneo occidental). Revista de la Sociedad Geológica de España, 20(1-2), 31-52.

Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B. L., & Fletcher, W. J. (2012a). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: a view from lacustrine sediments. Quaternary Science Reviews, 36, 139-153. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.031

Moreno, A., Pérez, A., Frigola, J., Nieto-Moreno, V., Rodrigo-Gámiz, M., Martrat, B., González-Sampériz, P., Morellón, M., Martín-Puertas, C., Corella, J. P., Belmonte, A., Sancho, C., Cacho, I., Herrera, G., Canals, M., Grimalt, J. O., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F.,Vegas-Vilarrúbia, T. & Valero-Garcés, B. L. (2012b). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. Quaternary Science Reviews, 43, 16-32. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.007

Moreno, J., Fatela, F., Leorri, E., José, M., Pereira, I., Araújo, M. F., Conceição, M., Reide, D. & Medeiros, A. (2014). Marsh benthic Foraminifera response to estuarine hydrological balance driven by climate variability over the last 2000 yr (Minho estuary, NW Portugal). Quaternary Research, 82(2), 318-330. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.04.014

von Morlot, A. (1854). Über die quaternären Gebilkde des Thonegebeits. Verhandlingen der Schweizerisches Gesellschaftes geschichten Naturwetenschappen, 39, 161-164.

Mörner N.A. (1976). Eustasy and geoid changes. The Journal of Geology, 84, 123-152. https://doi.org/10.1086/628184

Mörner N.A. (1977). Eustasy and instability of the geoid configuration. Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar 99(4), 369-376. https://doi.org/10.1080/11035897709455039

Mörner N.A. (1986). The concept of eustasy - A redefinition. Journal of Coastal Research, S1-1, 49-51.

Mörne, N.A. (2019). Rotational eustasy as understood in Physics. International Journal of Geosciences, 10(06), 709. https://doi.org/10.4236/ijg.2019.106040

Moros, M., Andrews, J. T., Eberl, D. D. & Jansen, E. (2006). Holocene history of drift ice in the northern North Atlantic: Evidence for different spatial and temporal modes. Paleoceanography, 21(2). https://doi.org/10.1029/2005PA001214

Moucha, R., Forte, A. M., Mitrovica, J. X., Rowley, D. B., Quéré, S., Simmons, N. A. & Grand, S. P. (2008). Dynamic topography and long-term sea-level variations: There is no such thing as a stable continental platform. Earth and Planetary Science Letters, 271(1-4), 101-108. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.056

Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A. L. & Tareco, H. (2007). Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). Marine Geology, 237(3-4), 127-142. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.026

van Mourik, J. M. (1986). Pollen Profiles of Slope Deposits in the Galician Area (N.W. Spain). KNAG-Nederlandse Geografische Studies, 12.

van Mourik, J. M. (1999). The use of micromorphology in soil pollen analysis: the interpretation of the pollen content of slope deposits in Galicia, Spain. Catena, 35(2-4), 239-257. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00103-9

Muis, S., Apecechea, M. I., Dullaart, J., Rego, J. L., Madsen, K. S., Su, J., Yan, K. & Verlaan, M. (2020). A high-resolution global dataset of extreme sea levels, tides, and storm surges, including future projections. Frontiers in Marine Science, 7, 263. https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00263

UNIVERSIDAD DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Muller, R. A. & MacDonald, G. J. (1997). Glacial cycles and astronomical forcing. Science, 277(5323), 215-218. https://doi.org/10.1126/science.277.5323.215

Munilla, I. (2016). Seguimento das poboacións de aves mariñas no Parque Nacional Marítimo Terrestre das Illas Atlánticas de Galicia: resultados de 2015 e 2016. Parque Nacional Marítimo e Terrestre das Illas Atlánticas de Galicia.

Munsell Soil Color Charts (1990). Munsell Color. Macbeth Div. Of Kollmorgen Instruments.

Muñoz, A., Acosta, J. & Uchupi, E. (2003). Cenozoic tectonics on the Galicia margin, northwest Spain. Geo-Marine Letters, 23, 72-80. https://doi.org/10.1007/s00367-003-0126-1

Muñoz Jiménez, J. (1993). Geomorfología General. Colección Espacios y Sociedades, 4. Editorial Síntesis.

Muñoz Sobrino, C, Cartelle, V., Martínez-Carreño, N., Ramil-Rego, P. & Gil, S. G. (2022). The timing of the postglacial marine transgression in the Ría de Ferrol (NW Iberia): a new multiproxy approach from its sedimentary infill. Catena, 209, 105847. https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105847

Muñoz Sobrino, C., García-Moreiras, I., Martínez-Carreño, N., Cartelle, V., Insua, T. L., Ferreiro Da Costa, J., ... & García-Gil, S. (2016). Reconstruction of the environmental history of a coastal insular system using shallow marine records: the last three millennia of the Cíes Islands (Ría de Vigo, NW Iberia). Boreas, 45(4), 729-753. https://doi.org/10.1111/bor.12178

Muñoz Sobrino, C., Heiri, O., Hazekamp, M., Van der Velden, D., Kirilova, E. P., García-Moreiras, I. & Lotter, A. F. (2013). New data on the Lateglacial period of SW Europe: a high resolution multiproxy record from Laguna de la Roya (NW Iberia). Quaternary Science Reviews, 80, 58-77. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.016

Muñoz Sobrino, C., Ramil-Rego, P., Gómez-Orellana, L. & Díaz Varela, R. A. (2005). Palynologicaldata on major Holocene climatic events in NW Iberia. Boreas, Vol. 34, pp. 381–400 https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2005.tb01108.x

Muñoz Sobrino, C., Ramil-Rego, P., & Rodríguez Guitián, M. (1997). Upland vegetation in the north-west Iberian peninsula after the last glaciation: forest history and deforestation dynamics. Vegetation History and Archaeobotany, 6, 215-233. https://doi.org/10.1007/BF01370443

Muñoz Sobrino, C., Ramil-Rego, P. & Rodríguez Guitián, M. A. (2001). Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. Vegetation History and Archaeobotany, 7-21. https://www.jstor.org/stable/23417784

Naughton, F., Sanchez Goñi, M. F., Desprat, S., Turon, J. L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T. & Freitas, M. C. (2007). Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology, 62(2), 91-114. https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.07.006

Naughton, F., Sánchez Goñi, M. F., Rodrigues, T., Salgueiro, E., Costas, S., Desprat, S., Duprat, J., Michel, E., Rossignol, L., Zaragosi, S., Voelker, A. H. L. & Abrantes, F. (2016). Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. Quaternary International, 414, 9-22. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.073

Nebrija, E. A. (1951). Vocabulario español-latino Facsímil de la edición de 1495. Real Academia Española. https://www.cervantesvirtual.com/nd/ark:/59851/bmcvm466

Nesbitt, H. W., Fedo, C. M. & Young, G. M. (1997). Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. The Journal of Geology, 105(2), 173-192. https://doi.org/10.1086/515908

Neukom, R., Steiger, N., Gómez-Navarro, J. J., Wang, J. & Werner, J. P. (2019). No evidence for globally coherent warm and cold periods over the preindustrial Common Era. Nature, 571(7766), 550-554. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1401-2

Nicholls R. J. (2011). Sea-Level Rise and Coastal Zone Management. En G. K. Ingram & Y. H. Hong (Eds.), Climate change and land policies (pp. 34-58). Lincoln Institute of Land Policy.

Nicholls, R. J., Lincke, D., Hinkel, J., Brown, S., Vafeidis, A. T., Meyssignac, B., Hanson, S. E., Merkens, J. L. & Fang, J. (2021). A global analysis of subsidence, relative sea-level change and coastal flood exposure. Nature Climate Change, 11(4), 338-342. https://doi.org/10.1038/s41558-021-00993-z

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Nielsen, L. H. & Johannessen, P. N. (2009). Facies architecture and depositional processes of the Holocene–Recent accretionary forced regressive Skagen spit system, Denmark. Sedimentology, 56(4), 935-968. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.01007.x

Nieto Freire, M. & Vidal Romaní, J. R. (1989). Niveles marinos y depósitos continentales antiguos en el borde costero entre Cabo Prior y Cabo Prioriño (A Coruña, Galicia). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 14, 67-78. http://hdl.handle.net/2183/6053

Nombela, M. A. & Vilas, F. (1990). Procesos sedimentarios actuales en las playas de la Ría de Vigo. Thalassas, 8, 11-21.

Nombela, M. Á., Alejo, I., Bernárdez, P., Clemente, F., Costas, S., Diz, P., Fernández-Bastero, S., Francés, G., Gago-Duport, L., García, T., González-Alonso, D., González-Álvarez, R., González-Villanueva, R., Liquete, C., Pena, L. D. & Pérez-Arlucea, M. (2005). Evolución sedimentaria desde el último máximo glacial en la costa y plataforma continental de las Rías Baixas (Galicia, NW de la Península Ibérica). En M. C. Freitas & T. Drago (Eds.), Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution: Coastal Hope 2005 Conference. http://hdl.handle.net/10400.9/2804

Nonn, H. (1966). Les régions cotières de la Galice (Espagne). Ètude géomorphologique. [Tese doutoral, L'Université de Strasbourg].

Oberle, F. K., Storlazzi, C. D. & Hanebuth, T. J. (2014). Wave-driven sediment mobilization on a storm-controlled continental shelf (Northwest Iberia). Journal of Marine Systems, 139, 362-372. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.07.018

Ochoa Soto, I. & Pisos Parada, P. (2013). El Plan de Ordenación del Litoral de Galicia en el contexto de la gestión integrada de las zonas costeras. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 62, 519-532. https://doi.org/10.21138/bage.1585

Ohno, M., Hayashi, T., Komatsu, F., Murakami, F., Zhao, M., Guyodo, Y., Acton, G., Evans H. F. & Kanamatsu, T. (2012). A detailed paleomagnetic record between 2.1 and 2.75 Ma at IODP Site U1314 in the North Atlantic: Geomagnetic excursions and the Gauss-Matuyama transition. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13(5). https://doi.org/10.1029/2012GC004080

Ojeda, J. (2000). Métodos para el cálculo de la erosión costera. Revisión, tendencias y propuesta. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, 30, 103-118. https://hdl.handle.net/11441/73717

Okada, M., Suganuma, Y., Haneda, Y. & Kazaoka, O. (2017). Paleomagnetic direction and paleointensity variations during the Matuyama–Brunhes polarity transition from a marine succession in the Chiba composite section of the Boso Peninsula, central Japan. Earth, Planets and Space, 69(1), 1-19. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0627-1

Oliva, M., Palacios, D. & Fernández-Fernández J. M. (2021). Iberia: land of the ancient glaciers. En M. Oliva, D. Palacios & J. M. Fernández-Fernández (Eds.), Iberia, Land of Glaciers (pp. 555-588). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00026-8

Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Carrasco, R. M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M.& Hughes, P. D. (2019). Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. Earth-science Reviews, 192, 564-600. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015

Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J. M., Domínguez-Castro, F., García-Ruiz, j. M., Giralt, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J. I.,López-Sáez, J. A., Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M,.Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor, E.,... Vicente-Serrano, S. M. (2018). The little ice age in Iberian mountains. Earth-Science Reviews, 177, 175-208. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.010

Oliva, M., Serrano, E., Gómez-Ortiz, A., González-Amuchastegui, M. J., Nieuwendam, A., Palacios, D., Pérez-Alberti, A., Pellitero-Ondicol, R., Ruiz-FernándeZ, J., Valcárcel, M., Vieira, G. & Antoniades, D. (2016). Spatial and temporal variability of periglaciation of the Iberian Peninsula. Quaternary Science Reviews, 137, 176-199. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.017

Olmo Sanz, A. D. (1985). Estudio geológico-sedimentario de las cuencas terciario-cuaternarias de Monforte de Lemos, Maceda y Quiroga. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 10, 83-93. http://hdl.handle.net/2183/5954

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Olson, S. L. & Hearty, P. J. (2009). A sustained +21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. Quaternary Science Reviews, 28(3-4), 271-285. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.11.001

Ortega, A. (1992). El Litoral, aproximación geográfica, la ordenación del litoral. En XV Semana de Estudios Superiores de Urbanismo (pp. 10-28).

Osman, M. B., Tierney, J. E., Zhu, J., Tardif, R., Hakim, G. J., King, J. & Poulsen, C. J. (2021). Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum, Nature, 599, 239-244, https://doi.org/10.1038/s41586-021-03984-4

Otero, X.L., Fraga, P., Merino, A. & Carballeira, R. (2023). Geochemical dynamics of phosphorus and metals in sediments of a shallow coastal lake (Xuño Lake, Galicia-NW Iberian Peninsula). Environmental Earth Sciences, 82(21), 515. https://doi.org/10.1007/s12665-023-11202-9

Otto, L. (1975). Oceanography of the Ria de Arousa (NW Spain). Mededelingen en verhandelingen. Koninklijk Nederlands meteorologisch instituut.

Owens, M. J., Lockwood, M., Hawkins, E., Usoskin, I., Jones, G. S., Barnard, L., Schurer, A. & Fasullo, J. (2017). The Maunder minimum and the Little Ice Age: an update from recent reconstructions and climate simulations. Journal of Space Weather and Space Climate, 7, A33. https://doi.org/10.1051/swsc/2017034

Pagés, J. L. (2000). Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. Revista de la Sociedad Geológica de España, 13(3), 393-403.

Pagés, J. L. & Vidal-Romaní, J. R. (1998). Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental. Geogaceta, 23, 119-122.

Paillard, D. (2015). Quaternary glaciations: from observations to theories. Quaternary Science Reviews, 107, 11-24. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.002

Palacios, D., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Schimmelpfennig, I., Campos, N., Léanni, L., Aumaître, G., Bourlès, D. L. & Keddadouche, K. (2017). Deglaciation in the central Pyrenees during the Pleistocene–Holocene transition: Timing and geomorphological significance. Quaternary Science Reviews, 162, 111-127. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.007

Palacios, D., Hughes, P. D., García-Ruiz, J. M. & Andrés, N. (2022). The Quaternary ice ages. En D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. García-Ruiz & N. Andrés (Eds), European Glacial Landscapes (pp. 9-18). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00006-6

Palomares, M. & Arribas, J. (1993). Modern stream sands from compound crystalline sources: composition and sand generation index. En M. J. Johnsson y A. Basu (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments (pp. 313-322). Geological Society of America.

Pannekoek, A. J. (1966). The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arousa. Leidse geologische Mededelingen. 37, 7-32.

Pannekoek, A. J. (1970). Aditional geomorphological data on the ría area of W Galicia. En A. J. Pannekoek (Ed..), Investigations in and around the Ria de Arosa, NW Spain. 1962-1964 (vol. 37, pp. 185-194). Leidse geologische Mededelingen.

Parga-Pondal, I. (1966). La investigación geológica en Galicia. Leidse Geologische Mededelingen, 36, 207-210. https://www.repository.naturalis.nl/document/549347

Parga Peinador, J. R. (1969). Sistemas de fracturaci6n tardihercinicas del macizo Hespérico. Trabajos del Laboratorio Geológico de Laxe, 37.

Past Interglacials Working Group of PAGES (2016). Interglacials of the last 800,000 years. Review of Geophysics, 54,162–219. https://doi.org/10.1002/2015RG000482

Paül, V. & Labraña, S. (2013). As paisaxes do mar galego, unha liña interpretativa crítica. Sémata, 25, 29-62.

Paül, V., Santos, X. M. & Pazos, M. (2015) Os espazos naturais protexidos na Galiza: breve ensaio de xeografía crítica. Cerna: Revista galega de ecoloxía e medio ambiente, (74): 33-36.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Pazos, O. (2001). Xeografía física do Litoral. En O. Pazos, X. Cerviño, J. Losada (Eds), Galicia e o Mar: Xeografía e historia do mar galego. Nigratrea.

Pedraza, J. (1996). Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones. Rueda

Peltier, W. R. (2001). Global glacial isostatic adjustment and modern instrumental records of relative sea level history. En B. Douglas, M. Kearney, and S. Leatherman (Eds.), Sea Level Rise: History and Consequences. International Geophysisc Series. Academic Press, 75, 65-95.

Peltier, W. R. (2002). On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. Quaternary Science Reviews, 21(1-3), 377-396. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00084-1

Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 32, 111-149. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359

Peltier, W. R. & Fairbanks, R. G. (2006). Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews, 25(23-24), 3322-3337. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010

Pena, L. D., Francés, G., Diz, P., Esparza, M., Grimalt, J. O., Nombela, M. A. & Alejo, I. (2010). Climate fluctuations during the Holocene in NW Iberia: High and low latitude linkages. Continental Shelf Research, 30(13), 1487-1496. https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.05.009

Penas, E. (1997). Elementos para una ordenación integral de los usos del medio litoral de Galicia. Consellería de Pesca, Marisqueo e Acuicultura, Xunta de Galicia.

Peña, V. & Bárbara, I. (2004). Diferenciación morfológica y anatómica entre Lithothamnion corallioides y Phymatolithon calcareum (Corallinales, Rhodophyta) en dos bancos de maërl de la Ría de Arousa (N.O. Península Ibérica). Anales de biología, 26, 21-27.

Penck, A. & Brückner, E. (1909) Die Alpen im Eiszeitalter. Taunitz.

Pereira, S. C., Carvalho, D. & Rocha, A. (2021). Temperature and Precipitation Extremes over the Iberian Peninsula under Climate Change Scenarios: A Review. Climate, 9(9), 139. https://doi.org/10.3390/cli9090139

Perner, K., Moros, M., Lloyd, J. M., Jansen, E. & Stein, R. (2015). Mid to late Holocene strengthening of the East Greenland Current linked to warm subsurface Atlantic water. Quaternary Science Reviews, 129, 296-307. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.007

Pérez-Alberti, A. (1978). Los depósitos sedimentarios del valle del Miño dentro de la comarca del Ribeiro. En Miscelánea de Geografía de Galicia. Homenaje a Otero Pedrayo. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela.

Pérez-Alberti, A. (1979). Nuevas observaciones sobre glaciarismo y periglaciarismo en el NW de la Península ibérica: La Galicia sudoriental. Acta Geológica Hispánica, 14, 441-444.

Pérez-Alberti, A. (1982). Xeomorfoloxía. En A. Pérez-Alberti (Dir.), Xeografía de Galicia, I: O Medio. Sávora.

Pérez-Alberti, A. (1990). La geomorfología de la Galicia sudoriental: problemas geomorfológicos de un macizo hercínico de la fachada atlántica ibérica. Centro sudoeste de Galicia. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela].

Pérez-Alberti, A. (1993). La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del SE de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda. En A. Pérez-Alberti, L. Guitián Rivera & P. Ramil Rego (Eds.), La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos jacobeos (pp. 1-24). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Pérez-Alberti, A. (2000). Geomorfología y reconstrucción paleoambiental. Estudos do Quaternário/Quaternary Studies, 3, 21-30.

Pérez-Alberti, A. (2001). Análisis geomorfológico y evolución paleoclimática de Galicia durante el Terciario y el Cuaternario. En L. Guitián Rivera & A. Pérez-Alberti (Eds.) Semata 13: Historia Ecológica de Galicia (pp. 11-66). Universidade de Santiago de Compostela.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Pérez-Alberti, A. (2004). Dinámica geomorfológica y evolución sedimentaria del sudeste de Galicia (Noroeste de la Península Ibérica) durante la segunda mitad del Terciario a inícios del Cuaternario. En M.A. Araújo, A. Gomes (eds.) Geomorfologia do NW da Península Ibérica (pp. 1-20). FLUP.

Pérez-Alberti, A. (2021). Sobre el origen de las rías gallegas: Viejas teories y nuevas reflexiones. En L. Gómez-Pujol, F. X. Roig-Munar, B. Gelabert & J. Á. Martín Prieto (Eds.), De la terra a la mar i de la mar a la terra. Homenatge a Antonio Rodríguez-Perea (pp. 149-164). Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 34.

Pérez-Alberti, A. & Blanco-Chao, R. (2005). Controles y balances geomorfológicos en costas rocosas de macizos antiguos. El ejemplo de Galicia (Noroeste de la Península Ibérica). En E. Sanjaume & J. F. Mateu (Eds.), Geomorfologia litoral i quaternari: homenatge al professor Vicenç M. Rosselló i Verger (pp. 333-349). Universitat de Valencia.

Pérez-Alberti, A., Blanco-Chao, R. & 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 (Vol. I, pp. 205-219). Asociación de Geógrafos Españoles e Universidade de Santiago de Compostela.

Pérez-Alberti, A., Blanco-Chao, R., Costa-Casais, M. & Vázquez-Paz, M. (1998a). Formas litorales heredadas en costas rocosas de Galicia. En A. Gómez-Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.), Investigaciones recientes de la Geomorfología Española (pp 333-340). Universitat de Barcelona.

Pérez Alberti, A., Blanco Chao, R., Costa-Casais, M., Vázquez-Paz, M. & Valcárcel, M. (2000). Dinámica y evolución de las costas rocosas. El ejemplo de Galicia. En J. R. de Andrés, F. J. Gracia (Eds.), Geomorfología Litoral. Procesos Activos (pp. 175-185). Sociedad Española de Geomorfología. http://hdl.handle.net/10261/54559

Pérez-Alberti, A., Blanco-Chao, R., Otero, M., Macias-García, I., López-Bedoya, J., & Valcarcel-Díaz, M. (2009). Cambios ambientais detectados na costa de Galicia durante o Plistoceno e Holoceno e dinámica actual. En V. Pérez-Muñuzuri, M. Fernández Cañamero & J. L. Gómez Gesteira (Coord.), Evidencias e impactos do cambio climatico en Galicia (pp. 425-454). Xunta de Galicia.

Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M. & Blanco-Chao, R. (1998b). Depósitos sedimentarios antiguos en la costa atlántica gallega: tipología, localización y área fuente. Un análisis comparativo. En A. Gómez-Ortiz & F. Salvador Franch (Eds.), Investigaciones recientes de la Geomorfología Española (pp 341-346). Universitat de Barcelona. http://hdl.handle.net/10261/54559

Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M. & Blanco-Chao, R. (2002). Stability of sedimentary cliffs in the Coast of Galicia (NW Spain): long term inheritance influence in rocky coastal systems. In Littoral 2002 The Changing Coast (Vol. 3, pp. 281-285). Eurocoast.

Pérez-Alberti, A., Costa-Casais, M. & Martínez-Cortizas, A. (1999). Nuevas aportaciones al conocimiento del Cuaternario reciente en la costa atlántica de Galicia. En Geoarqueología quaternari litoral: memorial María Pilar Fumanal (pp. 381-390). Universitat de Valencia.

Peréz-Alberti, A. & Covelo, P. (1996). Reconstrucción de la dinámica glaciar del Alto Bibeu durante el Pleistoceno Reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pías (Noroeste de la Península Ibérica): En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 115-129). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Pérez-Alberti, A. & Cunha, P. P. (2016). The stratified slope deposits of Tierra del Fogo (Argentina) as an annalogue for similar pleistocene deposits in Galicia (NW Spain). Polígonos. Revista de Geografía, 28, 183-209. http://hdl.handle.net/10612/8497

Pérez-Alberti, A., Gomes, A., Trenhaile, A., Oliveira, M., & Horacio, J. (2013). Correlating river terrace remnants using an Equotip hardness tester: An example from the Miño River, northwestern Iberian Peninsula. Geomorphology, 192, 59-70. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.017

Pérez-Alberti, A. & Gómez-Pazo, A. (2019). The Rocky Coasts of Northwest Spain. En J. A. Morales (Ed.), The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management (pp. 27-47). https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_2

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Pérez-Alberti, A., Gómez-Pazo, A. & Otero, X. L. (2021). Natural and Anthropogenic Variations in the Large Shifting Dune in the Corrubedo Natural Park, NW Iberian Peninsula (1956–2017). Applied Sciences, 11(1), 34. https://doi.org/10.3390/app11010034

Pérez-Alberti, A. & López-Bedoya, J. (2003). Caracterización de las playas de cantos y bloques (coídos) en el noroeste de la Península Ibérica. En R. Blanco-Chao, J. López-Bedoya & A. Pérez-Alberti (Eds.), Procesos geomorfológicos y evolución costera (pp. 371-400). Universidade de Santiago de Compostela.

Pérez-Alberti, A., Pires, A., Freitas, L., Rodrigues, C. & Chaminé, H. I. (2011a). GIS mapping and shoreline change analysis along the rocky coast of Galicia (NW Spain): preliminary approach. En A. Schofield (Ed.), Innovative Coastal Zone Management: Sustainable Engineering for a Dynamic Coast (pp. 262-263). ICE

Pérez-Alberti, A., Rodríguez Guitián, M. & Valcárcel, M. (1993).Las formas y depósitos en las sierras orientales y septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). En A. Pérez-Alberti, L. Guitián Rivera & P. Ramil Rego (Eds.), La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos jacobeos (pp.61-90). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Pérez-Alberti, A. & Trenhaile, A. S. (2015). Clast mobility within boulder beaches over two winters in Galicia, northwestern Spain. Geomorphology, 248, 411-426. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.08.001

Pérez-Alberti, A. & Valcárcel, M. (1996). Geomorfología del valle glaciar de Balouta (Ancares leoneses-NW de la Península Ibérica). Polígonos. Revista de Geografía, 6, 167-183. http://hdl.handle.net/10612/8674

Pérez-Alberti, A. & Valcarcel, M. (2022). The glaciers in Eastern Galicia. En M. Oliva, D. Palacios & J. M. Fernández-Fernández (Eds.), Iberia, Land of Glaciers (pp. 375-395). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821941-6.00018-9

Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., Martini, I. P., Pascucci, V. & Andreucci, S. (2011b). Upper Pleistocene glacial valley-junction sediments at Pias, Trevinca Mountains, NW Spain. Geological Society, London, Special Publications, 354(1), 93-110. https://doi.org/10.1144/SP354.6

Pérez-Arlucea, M., Almécija, C., González-Villanueva, R. & Alejo, I. (2011). Water dynamics in a barrier-lagoon system: controlling factors. Journal of Coastal Research, 15-19. https://www.jstor.org/stable/26482124

Pérez-Arlucea, M., Álvarez-Iglesias, P., & Rubio, B. (2007). Holocene evolution of estuarine and tidal-flat sediments in San Simón Bay, Galicia, NW Spain. Journal of Coastal Research, 163-167. https://www.jstor.org/stable/26481576

Pérez-Arlucea, M. & González-Villanueva, R. (2020). Coastal Deposits: Environmental Implications, Mathematical Modeling and Technological Development. Applied Sciences, 11(1), 119. https://dx.doi.org/10.3390/app11010119

Pérez-Arlucea, M., Méndez, G., Clemente, F., Nombela, M., Rubio, B. & Filgueira, M. (2005). Hydrology, sediment yield, erosion and sedimentation rates in the estuarine environment of the Ria de Vigo, Galicia, Spain. Journal of Marine Systems, 54(1-4), 209-226. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.013

Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez-Catalán, J. R., Martínez-Poyatos, D., Arenas, R., Díaz-García, F., Azor, A., Simancas, J. F. & González-Lodeiro, F. (2004). La Cordillera Varisca europea: el Macizo Ibérico. En J.A. Vera (Ed.), Geología de España (pp. 21-25). SGE-IGME.

Pérez Moreira, R., Barral Silva, M. T. & Díaz-Fierros, F. (1988). Depósitos detríticos de origen periglaciar bajo suelo orgánico coluvial en una ladera de Serra da Loba (Galicia. España): caracterización y génesis. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 12, 59-77. http://hdl.handle.net/2183/6020

Pérez-Sánchez, J. A. (1997). La industrialización de la pesca en Galicia. La flota de arrastre de litoral. En Dinámica Litoral-Interior (Vol. I, pp. 761-770). Asociación de Geógrafos Españoles e Universidade de Santiago de Compostela.

Perry, C. & Taylor, K. (2007) Environmental sedimentology: introduction. En C. Perry & K. Taylor (Eds.), Environmental Sedimentology (pp. 1-31). Blackwell Publishing.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Pessenda, L. C., Gouveia, S. E. & Aravena, R. (2001). Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with 14C ages of fossil charcoal. Radiocarbon, 43(2B), 595-601. https://doi.org/10.1017/S0033822200041242

Petersen, D., Deigaard, R. & Fredsøe, J. (2008a). Modelling the morphology of sandy spits. Coastal Engineering, 55(7-8), 671-684. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.11.009

Petersen, J. K., Nielsen, T. G., van Duren, L. & Maar, M. (2008b). Depletion of plankton in a raft culture of Mytilus galloprovincialis in Ría de Vigo, NW Spain. I. Phytoplankton. Aquatic Biology, 4(2), 113-125. https://doi.org/10.3354/ab00124

Petersen, S. V., Schrag, D. P. & Clark, P. U. (2013). A new mechanism for Dansgaard-Oeschger cycles. Paleoceanography, 28(1), 24-30. https://doi.org/10.1029/2012PA002364

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Benders, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature.Vol.399: 429-436. https://doi.org/10.1038/20859

Petrovic, A., Lantzsch, H., Schwenk, T., Marquardt, J., Titschack, J. & Hanebuth, T. J. (2019). Post-LGM upward shift of the Mediterranean Outflow Water recorded in a contourite drift off NW Spain. Marine Geology, 407, 334-349. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.015

Pilar, P., Soares, C. G. & Carretero, J. C. (2008). 44-year wave hindcast for the North East Atlantic European coast. Coastal Engineering, 55(11), 861-871. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.02.027

Pirazzoli P. A. (1996). Sea-Level Changes. The Last 20000 Years. Chichester: Wiley.

Pirazzoli P. A. (2004). Eustasy. En A. S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of geomorphology (Vol. 2) (pp.347-349) Routledge.

Pirazzoli, P. A. (2005). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. Quaternary Science Reviews, 24(18-19), 1989-2001. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.026

Plew, D. R., Stevens, C. L., Spigel, R. H. & Hartstein, N. D. (2005). Hydrodynamic implications of large offshore mussel farms. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 30(1), 95-108. https://doi.org/10.1109/JOE.2004.841387

Pontevedra Pombal, X., Castro, D., Carballeira, R., Souto Salom, M., López Sáez, J. A., Pérez Díaz, S., Fraga, M. I., Valcárcel, M. & García-Rodeja, E. (2017). Iberian acid peatlands: types, origin and general trends of development. Mires and Peat, 19(21), https://doi.org/1-19. 10.19189/MaP.2016.OMB.260

Pontevedra-Pombal, X., Castro, D., Souto, M., Fraga, I., Blake, W. H., Blaauw, M., López-Sáez, J. A., Pérez-Díaz, S., Valcárcel, M. & García-Rodeja, E. (2019). 10,000 years of climate control over carbon accumulation in an Iberian bog (southwestern Europe). Geoscience Frontiers, 10(4), 1521-1533. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.09.014

Pontevedra-Pombal, X., Mighall, T. M., Nóvoa-Muñoz, J. C., Peiteado-Varela, E., Rodríguez-Racedo, J., García-Rodeja, E. & Martínez-Cortizas, A. (2013). Five thousand years of atmospheric Ni, Zn, As, and Cd deposition recorded in bogs from NW Iberia: prehistoric and historic anthropogenic contributions. Journal of Archaeological Science, 40(1), 764-777. https://doi.org/10.1016/j.jas.2012.07.010

Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Research, 23(2), 117-119. https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D

Prego, R., Dale, A. W., Decastro, M., Gómez-Gesteira, M., Taboada, J. J., Montero, P., Villareal, M. R. & Pérez-Villar, V. (2001). Hydrography of the Pontevedra Ria: Intra-annual spatial and temporal variability in a Galician coastal system (NW Spain). Journal of Geophysical Research: Oceans, 106(C9), 19845-19857. https://doi.org/10.1029/2000JC000775

Prieto-Martínez, P. (2017). La Edad de los metales: Hacia la consolidación de la complejidad social desde inicios del III milenio a mediados del II milenio BC. En P. López (Coor.), La prehistoria en la península ibérica (pp. 539-648). Akal.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Prieto-Martínez, P. (2019). Patrones decorativos y ciclos estilísticos de la cerámica prehistórica del noroeste ibérico. Treballs d'arqueologia, 23, 63-86. https://doi.org/10.5565/rev/tda.90

Prieto-Martínez, P., Mañana-Borrazás, P., Costa-Casais, M., Criado-Boado, F., López-Sáez, J. A., Carrión, Y. & Martínez-Cortizas, A. (2012). Galicia. En M. A. Rojo, R. Garrido & I. García (Eds.), El Neolítico en la Península Ibérica y su contexto europeo (pp. 213–254). Cátedra.

Progael (2014) Proxecto Gaelaico: Proxecto de investigación baseado na relación entre as linguas e as culturas dos pobos da Europa Atlántica.

PSMSL. Permanent Service for Mean Sea Level (2017). Tide gauge data. http://www.psmsl.org/data/obtaining/

Psuty, N. P. (2008). The Coastal Foredune: A Morphological Basis for Regional Coastal Dune Development. En M. L. Martínez & N. P. Psuty (Eds.), Coastal Dunes: Ecology and Conservation (pp. 11-28). Springer Science & Business Media. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74002-5_2

Puertos del Estado (2017a). Clima Medio de Oleaje. Nodos SIMAR 3011012 y 1043071. Puertos del Estado. https://www.puertos.es

Puertos del Estado (2017b). REDMAR. Resumen de parámetros relacionados con el nivel del mar y la marea que afectan a las condiciones de diseño y explotación. Puerto de Vilagarcía. Puertos del Estado. https://www.puertos.es

Puertos del Estado (2020). Clima Medio de Viento. Estación de Villagarcía. https://www.puertos.es

Queralt, S., Rodríguez Femández, N., Bernabeu, A. M., Rey, D. & Vilas, F. (2002). Características morfosedimentarias de las playas de la Ría de Vigo: influencia de las condiciones hidrodinámicas. Geogaceta, 32, 211-214. http://hdl.handle.net/10272/9134

Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. Quaternary Science Reviews, 111, 94-106. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012

Railsback, L. B., Liang, F., Brook, G. A., Voarintsoa, N. R. G., Sletten, H. R., Marais, E., Hardt, B., Cheng, H. & Edwards, R. L. (2018). The timing, two-pulsed nature, and variable climatic expression of the 4.2 ka event: A review and new high-resolution stalagmite data from Namibia. Quaternary Science Reviews, 186, 78-90. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.02.015

Railsback, L. B., Liang, F., Vidal Romaní, J. R., Grandal-d'Anglade, A., Rodríguez, M. V., Santos, L., Fernández Mosquera, D., Cheng, H. & Edwards, R. L. (2011). Petrographic and isotopic evidence for Holocene long-term climate change and shorter-term environmental shifts from a stalagmite from the Serra do Courel of northwestern Spain, and implications for climatic history across Europe and the Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 305(1-4), 172-184. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.030

Rakowski, A. Z., Nadeau, M. J., Nakamura, T., Pazdur, A., Pawełczyk, S. & Piotrowska, N. (2013). Radiocarbon method in environmental monitoring of CO2 emission. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 294, 503-507. https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.07.017

Ramil-Rego, P. (1993). La evolución del paisaje en las Montañas del entorno de los Caminos Jacobeos. En A. Pérez-Alberti, L. Guitián Rivera & P. Ramil Rego (Eds.), La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos jacobeos (pp. 25-60). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Ramil-Rego, P. & Aira-Rodríguez, M. J. (1993a). Estudio palinológico de la turbera de Pena Veira (Lugo). Anales del Jardín Botánico de Madrid, 51(1), 111-122.

Ramil-Rego, P. & Aira-Rodríguez, M. J. (1993b). Estudio palinológico de la turbera de Sever (Lugo). Acta Botánica Malacitana, 18, 125-133. https://doi.org/10.24310/abm.v18i.8984

Ramil-Rego, P., Aira-Rodríguez, M. J. & Taboada, M. T. (1994). Análisis polínico y sedimentológico de dos turberas en las Sierras Septentrionales de Galicia (NO de España). Revue de Paléobiologie, 13(1), 9-28.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Ramil-Rego, P., Gómez-Orellana, L., de Nóvoa, B., Muñoz-Sobrino, C. & García-Gil, S. (2009). Cambio climático y dinámica del paisaje en Galicia. Recursos Rurais, 5, 21-47. https://doi.org/10.15304/rr.id5301

Ramil-Rego, P., Iriarte, M. J., Muñoz Sobrino, C. & Gómez-Orellana, L. (2005). Cambio climático y dinámica temporal del paisaje y de los hábitats en las ecorregiones del NW de la Península Ibérica durante el Pleistoceno superior. Munibe Antropologia-Arkeologia, 57, 537-551.

Ramil-Rego, P., Muñoz Sobrino, C., Gómez-Orellana Rodríguez, L. & Fernández Rodríguez, C. (2001). Historia ecológica de Galicia: modificaciones del paisaje a lo largo del Cenozoico. En L. Guitián Rivera & A. Pérez-Alberti (Eds.) Semata 13: Historia Ecológica de Galicia (pp. 67-103). Universidade de Santiago de Compostela.

Ramil-Rego, P., Muñoz-Sobrino, C., Rodríguez-Guitián, M. & Gómez-Orellana, L. (1998a). Differences in the vegetation of the North Iberian Peninsula during the last 16,000 years. Plant Ecology, 138(1), 41-62. https://doi.org/10.1023/A:1009736432739

Ramil-Rego, P., Rodríguez-Guitián, M. & Muñoz-Sobrino, C. (1998b). Sclerophyllous vegetation dynamics in the north of the Iberian peninsula during the last 16,000 years. Global Ecology & Biogeography Letters, 7(5), 335-351. https://doi.org/10.1046/j.1466-822x.1998.00300.x

Ramos, A. M., Trigo, R. M. & Santo, F. E. (2011). Evolution of extreme temperatures over Portugal: recent changes and future scenarios. Climate Research, 48(2-3), 177-192. https://doi.org/10.3354/cr00934

Rapp Jr, G. (1987). Geoarchaeology. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 15(1), 97-113.

Rapp, G. R., Hill, C. L. & Hill, M. C. L. (2006). Geoarchaeology: the earth-science approach to archaeological interpretation. Yale University Press.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. & Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D6). https://doi.org/10.1029/2005JD006079

Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., ... & Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quaternary Science Reviews, 106, 14-28. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007

von Raumer, J. F. (1961). Geologie des nordwestspanischen Grundgebirges bei Noya La Coruña. (Doctoral dissertation, Verlag nicht ermittelbar).

Raymo, M. E. & Mitrovica, J. X. (2012). Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial. Nature, 483(7390), 453-456. https://doi.org/10.1038/nature10891

Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Backman, J., Clement, B. M., & Martinson, D. G. (1989). Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. Paleoceanography, 4(4), 413-446. https://doi.org/10.1029/PA004i004p00413

Real Academia Española (1780). Diccionario de la Lengua Castellana compuesto por la Real Academia Española. https://www.cervantesvirtual.com/nd/ark:/59851/bmcs46r1

Rebêlo, L., Costas, S., Brito, P., Ferraz, M., Prudêncio, M. I. & Burbidge, C. (2013). Imprints of the 1755 tsunami in the Tróia Peninsula shoreline, Portugal. Journal of Coastal Research, 65 (10065), 814-819. https://doi.org/10.2112/SI65-138.1

Renfrew, C. (1976). Archaeology and the earth sciences. En M. Shackley & D. A. Davidson (Eds.), Geoarchaeology; earth science and the past (pp.1-5). Duckworth.

Remane, J., Bassett, M. G., Cowie, J. W., Gohrbandt, K. H., Lane, H. R., Michelsen, O. & Naiwen, W. (1996). Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). Episodes Journal of International Geoscience, 19(3), 77-81. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1996/v19i3/007

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Rey, D., Mohamed, K. J., Bernabeu, A., Rubio, B. & Vilas, F. (2005). Early diagenesis of magnetic minerals in marine transitional environments: geochemical signatures of hydrodynamic forcing. Marine Geology, 215(3-4), 215-236. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.12.001

Rey, J. (1991). Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario. [Tese doutoral, Universidad Complutense de Madrid].

Rey, J. & Somoza, L. (1993). Sistemas deposicionales de las rías gallegas y la plataforma continental. Su relación con variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. En M.P. Fumanal & J.Bernabeu (Eds.), Estudios sobre el Cuaternario (pp. 65-74). Universitat de València.

Rey, S., Alejo, I., Alonso, I. & Alcántara-Carrió, J. (2006). Field determination of sediment transport patterns: a case study from Patos Beach (Northwest Spain). Journal of Coastal Research, 39, 607-610. http://hdl.handle.net/10553/73507

Rey García, J. M. (1991). Guidoiro Areoso (Vilanova de Arousa, Pontevedra). En Arqueoloxía. Informes 2. Campaña 1988 (pp. 29-32). Xunta de Galícia.

Rey García, J. M. (1995). Escavación arqueolóxica no illote de Guidoiro Areoso (Vilanova de Arousa, Pontevedra). En Arqueoloxía. Informes 3. Campaña 1989 (pp. 15-18). Xunta de Galícia

Rey García, J. M. (2011). Guidoiro Areoso (Illa de Arousa, Pontevedra): un pequeño islote con una intensa ocupación entre el Neolítico Final y la Edad del Bronce. En P. Prieto Martínez & L. Salanova (coord.), Las comunidades campaniformes en Galicia: cambios sociales en el III y II milenios BC en el NW de la Península Ibérica (pp. 201-210). Deputación de Pontevedra.

Rey García, J. M. & Vilaseco-Vázquez, X. I. (2012). Guidoiro Areoso. Megalithic cemetery and prehistoric settlement in the Ría de Arousa (Galicia, NW Spain). En A. Campar Almeida, A. M. S. Bettencourt, D. Moura, S. Monteiro-Rodrigues & M. I. Caetano Alves (eds), Environmental changes and human interaction along the western Atlantic edge. Mudanças ambientais e interação humanana fachada atlântica ocidental (pp. 243-258). APEQ–Associação Portuguesa para o Estudo do Quaternário.

Ribeiro, H., Bernal, A., Flores, D., Pissarra, J., Abreu, I., Vidal-Romani, J. & Noronha, F. (2011). A multidisciplinary study of an organic-rich mudstone in the Middle Holocene on the Northern coast of Portugal. Comunicações Geológicas, 98(1), 93-98.

Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R. D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. En R. David & E. Martinez (Eds.), Pre-mesozoic geology of Iberia (pp. 399-409). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-83980-1

von Richthofen, F. (1886). Führer für Forschungsreisende: Anleitung zu Beobachtungen über Gegenstände der Physischen Geographie und Geologie. Oppenheim.

Riemer, W. (1963). Entwicklung des Palaozoikums in der siidlichen Provinz Lugo (Spanien). Neues Jarbuch fur Geologie und Pala'ontologie, Abhandlungen, 117, 273-285.

Rieux, A., Weill, P., Mouazé, D. & Tessier, B. (2023). Influence of sediment composition on morphology and internal structure of mixed siliciclastic–bioclastic coastal barriers: Contribution of flume experiments. Sedimentology, 70(5), 1580-1600. https://doi.org/10.1111/sed.13083

Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D., & Di Stefano, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. Episodes. Journal of International Geoscience, 21(2), 82-87. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1998/v21i2/002

Rio, D., Sprovieri, R., Di Stefano, E. (1994). The Gelasian Stage: a new chronostratigraphic unit of the Pliocene Series. Rivista Italiana Paleontologica Stratigraphia 100, 103–124 https://doi.org/10.13130/2039-4942/8671

Robinson, L. A. (1977). Marine erosive processes at the cliff foot. Marine Geology, 23(3), 257-271. https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90022-6

Rodrigues, T., Alonso-García, M., Hodell, D. A., Rufino, M., Naughton, F., Grimalt, J. O., Voelker, A. H. L. & Abrantes, F. (2017). A 1-Ma record of sea surface temperature and extreme cooling events in the North Atlantic: A perspective from the Iberian Margin. Quaternary Science Reviews, 172, 118-130. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.004

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Rodríguez, M. D., Ares Rodríguez, J. C., Vilas Martín, F. & Guitián Rivera, F. (1985). Estudio sedimentológico del litoral gallego: I. Complejo playa-barrera de Corrubedo. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 10, 65-81. http://hdl.handle.net/2183/5964

Rodríguez, M. D., Nombela, M. A., Vilas, F. & Rey, L. (1987). Estudio sedimentológico del litoral gallego: II. Relación entre la distribución granulométrica y el contenido en carbonatos biogénicos de las playas de las rías de Pontevedra y Arosa. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11, 11-20. http://hdl.handle.net/2183/5990

Rodríguez, X. P., Fábregas, R., Lazuén, T., de Lombera, A., Pérez.Alberti, A., Peña, J. A., Rodríguez, C., Terradillos, M., Ameijenda, A. & Rodríguez, E. (2008). Nuevos yacimientos paleolíticos en la depresión de Monforte de Lemos (Lugo, Galicia, España). Revista Cuaternario y Geomorfología, 22(3- 4), 71-92.

Rodriguez-Delgado, C., Bergillos, R. J. & Iglesias, G. (2019). Dual wave farms and coastline dynamics: The role of inter-device spacing. Science of The Total Environment, 646, 1241-1252. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.110

Rodríguez García (2008). Mapas geomorfológico y de procesos activos escala 1:50.000. Memoria Hoja 151: RIBEIRA (8-9). IGME.

Rodríguez-Martínez, A., Mejuto-Fernández, A., Horacio, J. & Pérez-Alberti, A. (2015). Aplicación del durómetro Equotip para conocer el grado de movilidad de los clastos en las playas de bloques desarrolladas sobre granitos. Geotemas, 15, 225-228.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M. J. & Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43–42 N/7–2 W). Quaternary International, 364, 6-21. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.007

Roemmich, D. (1990). Sea level and the thermal variability of the ocean. In Sea level change, Geophysics study committee, Commission of Physical Sciences, Mathematics and Resources, (pp.208-217).National Research Council, National Academy Press.

Rohling, E. J., Braun, K., Grant, K., Kucera, M., Roberts, A. P., Siddall, M. & Trommer, G. (2010). Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories. Earth and Planetary Science Letters, 291(1-4), 97-105. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.054

cajRoig-Munar, F. X., ángel, J.; Prieto, A. R. P., Guillem, X. & Mir-Güal. M. (2012). Alternativas ambientales en la gestión de playas y sistemas dunares en las Islas Baleares. En A. Rodrígez-Perea, G. X. Pons, F. X. Roig-Munar, J. A. Martín-Prieto, M. Mir-Güal & J. A. Cabrera (Eds.). Reflexiones para un debate de la gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa (pp. 375-392). Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 19, 45-60.

Romero, R., García, C., Pérez, A. & Macías , F. (1985). Mineralogía de la fracción arcilla de suelos y sedimentos de la cuenca de Maceda. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 9, 349-377.

Romero, R., Taboada, T. M., García, C., & Macías Vázquez, F. (1987). Utilización del pH de abrasión como un índice de grado de evolución de la alteración y edafogénesis en suelos graníticos de la provincia de A Coruña. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 11: 171-182. http://hdl.handle.net/2183/5983

Rosón, G., Pérez, F. F., Álvarez-Salgado, X. A. & Figueiras, F. G. (1995). Variation of both thermohaline and chemical properties in an estuarine upwelling ecosystem: Ria de Arousa; I. Time evolution. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 41(2), 195-213. https://doi.org/10.1006/ecss.1995.0061

Rosón, G., Cabanas, J. M. & Pérez, F. F. (2008). Hidrografia y dinámica de la ría de Vigo. En A. González-Garcés, F. Vilas & X. A. Álvarez (Eds.), La Ría de Vigo: una aproximación integral al ecosistema marino de la Ría de Vigo (pp. 17-50). Instituto de Estudios Vigueses.

Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi, M., Lorscheid, T., Stocchi, P., Gomez-Pujol, L., Harris, D. L., Casella, E., O'Leary, M. J. & Hearty, P. J. (2016a). The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. Earth-Science Reviews, 159, 404-427. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.006

Rovere, A., Stocchi, P. & Vacchi, M. (2016b). Eustatic and relative sea level changes. Current Climate Change Reports, 2(4), 221-231. https://doi.org/10.1007/s40641-016-0045-7

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Rowley, D. B., Forte, A. M., Moucha, R., Mitrovica, J. X., Simmons, N. A. & Grand, S. P. (2013). Dynamic topography change of the eastern United States since 3 million years ago. Science, 340(6140), 1560-1563. https://doi.org/10.1126/science.1229180

Ruddiman, W. F., Ellis, E. C., Kaplan, J. O. & Fuller, D. Q. (2015). Defining the epoch we live in. Science, 348(6230), 38-39. https://doi.org/10.1126/science.aaa7297

Ruddiman, W. F., Fuller, D. Q., Kutzbach, J. E., Tzedakis, P. C., Kaplan, J. O., Ellis, E. C., Vavrus, S. J., Roberts, C. N., Fyfe, R., He, F., Lemmen, C. & Woodbridge, J. (2016). Late Holocene climate: Natural or anthropogenic?. Reviews of Geophysics, 54(1), 93-118. https://doi.org/10.1002/2015RG000503

Saa, M. P. (1985). Contribución a la cronología de sedimentos costeros por análisis polínico. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela].

Saa, M. P. & Díaz-Fierros, F. (1983). Análisis polínico de un sedimento de tipo Marsh en la Marisma de Catoira (Pontevedra). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 5, 191-204. http://hdl.handle.net/2183/5827

Saa, M. P. & Díaz-Fierros, F. (1986). Análisis polínico de tres lagunas litorales colmatadas de Galicia. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 10, 95-111. http://hdl.handle.net/2183/5952

Saa, M. P. & Díaz-Fierros, F. (1988). Contribución al estudio paleobotánico mediante análisis de pólen. Estudios geolôgicos, 44(3-4), 339-349. https://doi.org/10.3989/egeol.88443-4551

Sáez, A., Carballeira, R., Pueyo, J. J., Vázquez-Loureiro, D., Leira, M., Hernández, A., Valero-Garcés, B. L. & Bao, R. (2018). Formation and evolution of back-barrier perched lakes in rocky coasts: An example of a Holocene system in north-west Spain. Sedimentology, 65(6), 1891-1917. https://doi.org/10.1111/sed.12451

Sanchez, L. (2007). Caracterización geoquímica de sedimentos marinos del Golfo de Cádiz e implicaciones ambientales distribución y composición molecular de lípidos y formas refractarias de la materia orgánica [Tese doutoral, Universidad Autónoma de Madrid].

Sánchez Goñi, M. F. (2020). Regional impacts of climate change and its relevance to human evolution. Evolutionary Human Sciences, 2. E55. https://doi.org/10.1017/ehs.2020.56

Sánchez Goñi, M. F. (2022). An overview of the Last Glacial Cycle. En D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. García-Ruiz & N. Andrés (Eds), European Glacial Landscapes (pp. 171-173). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00012-1

Sánchez Goñi, M. F., Bakker, P., Desprat, S., Carlson, A. E., Van Meerbeeck, C. J., Peyron, O., Naughton, F., Fletcher, W. J., Eynaud, F., Rossignol, L. & Renssen, H. (2012). European climate optimum and enhanced Greenland melt during the Last Interglacial. Geology, 40(7), 627-630. https://doi.org/10.1130/G32908.1

Sánchez-Pardo, J. C., Blanco-Rotea, R., Costa-García, J. M., Sanjurjo-Sánchez, J., Barrientos, V. & Alonso Toucido, F. (2020). Hacia una reinterpretación de la secuencia de ocupación del Yacimiento de a Cidadela (A Coruña). SPAL-Revista de Prehistoria y Arqueología, 29(1), 157-188. http://dx.doi.org/10.12795/spal.2020.i29.06

Sánchez Rei, X. M. (2013). Os nomes de lugar ea dialectoloxía: algunhas consideracións sobre as variantes locais do galego ea súa atestación nos topónimos. Verba. 40, 389-414. https://revistas.usc.gal/index.php/verba/article/view/1293.

Sanjurjo-Sánchez, J., Arce-Chamorro, C., Barrientos, V. & Goy-Diz, A. E. (2020). Palaeoenvironmental data from fluvial deposits associated to ancient fishing weirs in the Miño river, NW Iberia. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 42, 53-68. http://hdl.handle.net/2183/27854

Sammartín, A. L. & Lago-Canzobre, H. (1998) Guía da flora do litoral galego. Edicións Xerais.

Santamarina, A. (1991). Problemas para la restauración de topónimos gallegos. En E. Kmörr & M. A. Líbano (Eds.), Actas de las I Jornadas de onomástica, toponimia (pp. 237-246). Euskaltzaindia.

Santana, A. (1997). Antropología y turismo: ¿nuevas hordas, viejas culturas? Ariel.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Santanach, P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 19, 57-71. http://hdl.handle.net/2183/6167

Santanach, P., Cabrera, L., Ferrús, B., & Sáez, A. (2005). Origin of a restraining bend in an evolving strike-slip system: The Cenozoic As Pontes basin (NW Spain). Geologica Acta: an international earth science journal, 3(3), 225-239. https://doi.org/10.1344/105.000001393

Santos, A., Calle, J. M., Tirado, D. L., Gutiérrez-Mas, J. M., Fernández-Bastero, S. & Gago-Duport, L. (1999). Early diagenesis in biogenic carbonates of temperate and shoal waters (Cadiz Bay and adjacent continental shelf). Boletin del Instituto Espanol de Oceanografia, 15(1-4), 153-160.

Santos, L. (1992). Estudio polínico de una turbera reciente en la Serra de Queixa (Ourense, Galicia, España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 17, 137-143. http://hdl.handle.net/2183/6128

Santos, L. (2004). Late Holocene forest history and deforestation dynamics in the Queixa Sierra, Galicia, northwestern Iberian Peninsula. Mountain Research and Development, 24(3), 251-257. https://doi.org/10.1659/0276-4741(2004)024[0251:LHFHAD]2.0.CO;2

Santos, L., Bao, R. & Sanchez Goñi, M. (2001). Pollen record of the last 500 years from the Doninos coastal lagoon (NW Iberian Peninsula): changes in the pollinic catchment size versus paleoecological interpretation. Journal of Coastal Research, 17, 705-713. https://www.jstor.org/stable/4300221

Santos, L., Bao, R. & Jalut, G. (1993). Estudio micropaleontológico de una turbera litoral holocena en la Ría de Ares (A Coruña, España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 18, 175-188. http://hdl.handle.net/2183/6154

Santos, L. & Vidal Romaní, J. R. (1993). El lagoon de Seselle: Un episodio de la transgresión Holocena en la Ria de Ares (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 18, 163-174. http://hdl.handle.net/2183/6158

Santos, L., Vidal Romaní, J. R. & Jalut, G. (1997). Contribución al conocimiento de la vegetación holocena en el NO de la Península Ibérica (Galicia, España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 22, 99-119. http://hdl.handle.net/2183/6280

Santos, L., Vidal Romaní, J. R. & Jalut, G. (2000). History of vegetation during the Holocene in the Courel and Queixa Sierras, Galicia, northwest Iberian Peninsula. Journal of Quaternary Science, 15(6), 621-632. https://doi.org/10.1002/1099-1417(200009)15:6<621::AID-JQS524>3.0.CO;2-L

Schellekens, J., Buurman, P., Fraga, I. & Martínez-Cortizas, A. (2011). Holocene vegetation and hydrologic changes inferred from molecular vegetation markers in peat, Penido Vello (Galicia, Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 299(1-2), 56-69. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.10.034

Schmidt-Thomé, P. (1978). Nuevos testigos de una glaciación wurmiense extensa y de altura muy baja en el NW de la Península Ibérica. Ourense Portugal. Geología de la parte N del MHP. Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos Sargadelos, 27, 221-243.

Schröder, T., van't Hoff, J., López-Sáez, J. A., Viehberg, F., Melles, M. & Reicherter, K. (2018). Holocene climatic and environmental evolution on the southwestern Iberian Peninsula: A high-resolution multi-proxy study from Lake Medina (Cádiz, SW Spain). Quaternary Science Reviews, 198, 208-225. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.08.030

Serrano Cañadas, E. & Ruiz Flaño, P. (2007). Geodiversidad: concepto, evaluación y aplicación territorial: el caso de Tiermes Caracena (Soria). Boletín de la asociación de geógrafos españoles, 45, 79-98.

Shackleton, N. J. (1969). The last interglacial in the marine and terrestrial records. Proceedings of the Royal Society of London. Series B. Biological Sciences, 174(1034), 135-154. https://doi.org/10.1098/rspb.1969.0085

Shackleton, N. J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quaternary Science Reviews, 6(3-4), 183-190. https://doi.org/10.1016/0277-3791(87)90003-5

Shackleton, N. J., Hall, M. A. & Pate, D. (1995). Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result. 138, 337-355.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Shackleton, N. J., Sánchez-Goñi, M. F., Pailler, D., & Lancelot, Y. (2003). Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial. Global and Planetary change, 36(3), 151-155. https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00181-9

Shackley, M. & Davidson, D. A. (1976). Geoarchaeology; earth science and the past. Duckworth.

Shakun, J. D. & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. Quaternary Science Reviews, 29(15-16), 1801-1816. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.016

Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Marcott, S. A., Mix, A. C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A. & Bard, E. (2012). Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation, Nature, 484, 49–54, https://doi.org/10.1038/nature10915

Shennam, I. (2015). Handbook of sea-level research: framing research questions. En: I. Shennan, A. J. Long, & B. P. Horton (Eds.), Handbook of sea-level research. (pp. 3-25). John Wiley & Sons,

Shennan, I., Long, A. J. & Horton, B. P. (2015). Introduction En: I. Shennan, A. J. Long, & B. P. Horton (Eds.), Handbook of sea-level research. (pp. 1-2). John Wiley & Sons,

Short, A. D. (2004). Beach. En A. S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of geomorphology (Vol. 2) (pp.448-451). Routledge.

Shum, C., Luk, P., Yi, Y., Zhao, C., Braun, A. Woodworth, P. (2001). Determination of 20th Century Global Sea Level Rise. Asia-Pacific Space Geodinamics Program (APSG) IV Workshop. http://center.shao.ac.cn/APSG/session3.pdf

Siddall, M., Chappell, J., & Potter, E. K. (2007). 7.Eustatic sea level during past interglacials. En F. Sirocko, M. Claussen, M. F. Sánchez Goñi & T. Litt (Eds) The Climate of Past Interglacials (pp. 75-92). Elsevier. https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)80032-7

Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G., & Waelbroeck, C. (2008). Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. Reviews of Geophysics, 46(4). https://doi.org/10.1029/2007RG000226

Sierra, J. P., González-Marco, D., Sospedra, J., Gironella, X., Mösso, C. & Sánchez-Arcilla, A. (2013). Wave energy resource assessment in Lanzarote (Spain). Renewable Energy, 55, 480-489. https://doi.org/10.1016/j.renene.2013.01.004

Silva, B., Sanmartín, P. & Prieto, B. (2019). Caracterización de la roca soporte de los petroglifos de Campo Lameiro (Pontevedra). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 41, 141-152. http://hdl.handle.net/2183/24748

Silva, P. G., Bardají, T., Roquero, E., Baena-Preysler, J., Cearreta, A., Rodríguez-Pascua, M. A., Rosas, A., Cari, Z. & Goy, J. L. (2017). El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. Cuaternario y Geomorfología, 31(3-4), 113-154. https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55588

Silva-Sánchez, N., López-Costas, O. & Tallón-Armada, R. (2013). Edafología, palinología y antropología física aplicadas a la arqueología ambiental. Estudos do Quaternário/Quaternary Studies, 9, 1-14. http://www.apeq.pt/ojs/index.php/apeq.

Silva-Sánchez, N., Martínez Cortizas, A. & López-Merino, L. (2014). Linking forest cover, soil erosion and mire hydrology to late-Holocene human activity and climate in NW Spain. The Holocene, 24(6), 714-725. https://doi.org/10.1177/0959683614526934

Silverman, S. M. & Hayakawa, H. (2021). The Dalton minimum and John Dalton's auroral observations. Journal of Space Weather and Space Climate, 11, 17. https://doi.org/10.1051/swsc/2020082

Simms, A. R., Lambeck, K., Purcell, A., Anderson, J. B., & Rodriguez, A. B. (2007). Sea-level history of the Gulf of Mexico since the Last Glacial Maximum with implications for the melting history of the Laurentide Ice Sheet. Quaternary Science Reviews, 26(7-8), 920-940. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.001

Slaymaker, O. & Spencer, T. (1998) Physical geography and global environmental change. Longman.

Smith, D. E., Harrison, S., Firth, C. R. & Jordan, J. T. (2011). The early Holocene sea level rise. Quaternary Science Reviews, 30(15-16), 1846-1860. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.04.019

Smith, J. (2013). Protected areas: origins, criticisms and contemporary issues for outdoor recreation. Birmingham City University, Centre for Environment and Society Research.

Smith, V. C. (2014). Volcanic markers for dating the onset of the Anthropocene. Geological Society, London, Special Publications, 395(1), 283-299. https://doi.org/10.1144/SP395.11

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Averyt, K. & Marquis, M. (Eds.). (2007*). Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC* (Vol. 4). Cambridge University Press.

Somoza, L. & Rey, J. (1991). Holocene fan-deltas in a ria morphology. Prograding clinoform types and sea level control. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, 37-48.

Soriano-González, J., Sánchez-García, E., Angelants, E. & González-Villanueva., R. (2022). Combining CoastSnap and CoastSat for shoreline monitoring: Preliminary validation and potential applications. En R. Blanco-Chao, M. Costa-Casais, A. Gómez-Pazo, D. Cajade-Pascual, A. Fontán-Bouzas, R. González-Villanueva, A. Bernabéu & L. López-Olmedilla (Eds.), *XI Jornadas de Geomorfología Litoral Galicia 2022: Actas* (pp. 79-83). Servizo de Publicacións e Intercambio Científico da Universidade de Santiago de Compostela.

Sos-Baynat, V. (1965). Geomorfologia del valle del Louro, Porriño, Tuy, Pontevedra. Boletín Geologico y Minero, 76, 3-49.

Spada, G., & Galassi, G. (2016). Spectral analysis of sea level during the altimetry era, and evidence for GIA and glacial melting fingerprints. Global and Planetary Change, 143, 34-49. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.05.006

Spratt, R. M. & Lisiecki, L. E. (2016). A Late Pleistocene sea level stack. Climate of the Past, 12(4), 1079-1092. https://doi.org/10.5194/cp-12-1079-2016

Staub, R. (1926). Gedanken zur Tektonik Spaniens. Gebr. Fretz AG.

Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., & Ludwig, C. (2015). The trajectory of the Anthropocene: the great acceleration. The Anthropocene Review, 2(1), 81-98. https://doi.org/10.1177/2053019614564785

Steffen, W., Crutzen, P. J., & McNeill, J. R. (2007). The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of nature. AMBIO: A Journal of the Human Environment, 36(8), 614-621. https://doi.org/10.1579/0044-7447(2007)36[614:TAAHNO]2.0.CO;2

Steno, N. (1969). De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus. Ex typographia sub signo Stellae.

Stoppani, A. (1873). Corso di geologia, 3 vol., Bernardoni.

Stuiver, M., Reimer, P. J. & Reimer, R. W. (2021). CALIB 8.2 [WWW program]. http://calib.org

Stuut, J. B. W., Temmesfeld, F. & De Deckker, P. (2014). A 550 ka record of aeolian activity near North West Cape, Australia: inferences from grain-size distributions and bulk chemistry of SE Indian Ocean deep-sea sediments. Quaternary Science Reviews, 83, 83-94. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.003

Suárez de Vivero, J. L. (1999). Delimitación y definición del espacio litoral. En A. Viciana, A. Galán (Coor.), Jornadas sobre el litoral de Almería: caracterización, ordenación y gestión de un espacio geográfico (pp. 13-23). http://hdl.handle.net/11441/18033

Suess, E. (1985) Das Antlitz der Erde. Viena.

Syvitski, J. P. (2008). Deltas at risk. Sustainability science, 3(1), 23-32. https://doi.org/10.1007/s11625-008-0043-3

Syvitski, J., Ángel, J. R., Saito, Y., Overeem, I., Vörösmarty, C. J., Wang, H. & Olago, D. (2022). Earth's sediment cycle during the Anthropocene. Nature Reviews Earth & Environment, 1-18. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00253-w

Taboada, J. D. (1967). Composición mineralógica de las arenas superficiales actuales de la ría de Arosa. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Actas, 65, 280-292.

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Taboada, T. & García, C. (1997). Evolución de la facies de borde del macizo granítico de Porriño durante las fases de meteorización y edafogénesis. Nova Acta Científica Compostelana (Bioloxía), 7, 111-120. http://hdl.handle.net/10347/6707

Taboada, T. & Garcia, C. (1999a). Smectite formation produced by weathering in a coarse granite saprolite in Galicia (NW Spain). Catena, 35(2-4), 281-290. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00107-6

Taboada, T. & García, C. (1999b). Pseudomorphic transformation of plagioclases during the weathering of granitic rocks in Galicia (NW Spain). Catena, 35(2-4), 291-302. https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00108-8

Taboada-Castro, M. T., Aira Rodríguez, M. J. & Díaz-Fierros, F. (1993). Formación de turberas en la Sierra de O Bocelo. Relación con las condiciones paleoambientales del holoceno. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 18, 365-377. http://hdl.handle.net/2183/6153

Tallón-Armada, R. (2022). Os arquivos do tempo: reconstrución paleoambiental en contextos arqueolóxicos. [Tese doutoral, Universidade de Santiago de Compostela]. http://hdl.handle.net/10347/28764

Tallón-Armada, R., Costa-Casais, M. & Taboada, T. (2015). Evolución de un sector costero durante la Alta Edad Media en el NW de la Península Ibérica. Estudos do Quaternário/Quaternary Studies, (12), 27-38. http://hdl.handle.net/10347/24155

Tallón-Armada, R., Costa-Casais, M., Taboada, T. & Martínez-Cortizas, A. (2013). Reconfiguración de la línea de costa en un sector de explotación salinera de época romana en el NO de España. Geotemas, 14, 211-214.

Tarbuck, E. J. & Lutgens, F. K. (2005). Ciencias de la Tierra. Una introdución a la geología física. Pearson.

Tawil-Morsink, K., Austermann, J., Dyer, B., Dumitru, O. A., Precht, W. F., Cashman, M., Goldsteinb, S. L. & Raymo, M. E. (2022). Probabilistic investigation of global mean sea level during MIS 5a based on observations from Cave Hill, Barbados. Quaternary Science Reviews, 295, 107783. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107783

Taylor, S. J. & Bogdan, R. (1987). Introducción a los métodos cualitativos de investigación (Vol. 1). Paidós.

Teixeira, S. B., Gaspar, P. & Rosa, M. (2005). Holocene sea-level index points on the Quarteira Coast (Algarve, Portugal). En M. C. Freitas & T. Drago (eds.), Proceedings Coastal Hope Conference. Iberian Holocene Paleoenvironmental Evolution (pp. 125-127). Universidade de Lisboa.

Tejedor, E., Saz, M. Á., Cuadrat, J. M., Esper, J. & de Luis, M. (2017). Temperature variability in the Iberian Range since 1602 inferred from tree-ring records. Climate of the Past, 13(2), 93-105. https://doi.org/10.5194/cp-13-93-2017

Tel, E. (2007). Variabilidad y tendencias del nivel del mar en las costas de la península Ibérica y zonas limítrofes: su relación con parámetros meteorológicos. Tesis Doctorales. Instituto Español de Oceanografía, (26), 1-349.

Thornalley, D., Elderfield, H. & McCave, I. (2009). Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. Nature 457, 711-714. https://doi.org/10.1038/nature07717

Tolón, A. & Lastra, X. (2008). Los Espacios Naturales Protegidos. Concepto, evolución y situación actual en España. M+A: Revista Electrónica de Medioambiente, 5, 1-25.

Tonon, G. (2009). La entrevista semi-estructurada como técnica de investigación. En G. Tonon (comp.), Reflexiones latinoamericanas sobre investigacion cualitativa (pp.47-68). Universidad Nacional de La Matanza.

Torcal, L. & Tello, B. (1992). Análisis de sedimentos con microscopio electrónico de barrido: exoscopía del cuarzo y sus aplicaciones a la Geomorfología. Cuadernos Técnicos de la Sociedad Española de Geomorfología, 4, 3-22.

Törnqvist, T. E., Janssen, C. R. & Pérez-Alberti, A. (1989). Degradación antropogénica de la vegetación en el noroeste de Galicia durante los últimos 2500 años. Cuadernos de Estudios gallegos, 38(103), 175-198.

Törnqvist, T. E., & Joosten, J. H. J. (1988). On the origin and development of a Subatlantic man-made mire in Galicia (northwest Spain). En Proceedings of the 8th International Peat Congress (Vol. 1, pp. 214-224). International Peat Society.

Torre Enciso, E. (1954). Contribución al conocimiento morfológico y tectónico de la ría de La Coruña. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 52, 21-51. http://www.rsehn.es/publicaciones-geologica/art639

Toucanne, S., Naughton, F., Rodrigues, T., Vázquez-Riveiros, N. & Goñi, M. F. S. (2022). Abrupt (or millennial or suborbital) climatic variability: Heinrich events/stadials. En D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. García-Ruiz & N. Andrés (Eds), European Glacial Landscapes (pp. 181-187). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00062-5

Trenhaile, A. S. (1997). Coastal dynamics and landforms. Oxford University Press.

Trenhaile, A. S. (2004). Coastal geomorphology. En A. S. Goudie (Ed.), Encyclopedia of geomorphology (Vol. 2) (pp.168-172) Routledge.

Trenhaile, A. S., Pérez-Alberti, A., Martínez-Cortizas, A., Costa-Casais, M. & Blanco-Chao, R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 24(7), 605-621. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199907)24:7<605::AID-ESP977>3.0.CO;2-1

Trindade, M. J., Prudêncio, M. I., Sanjurjo-Sánchez, J., Vidal-Romaní, J. R., Ferraz, T., Mosquerra, D. F. & Dias, M. I. (2013). Post-depositional processes of elemental enrichment inside dark nodular masses of an ancient aeolian dune from A Coruña, Northwest Spain. Geologica Acta: an international earth science journal, 11(2), 231-244. http://hdl.handle.net/10400.9/2092

Trischler, H. (2017). El Antropoceno,¿ un concepto geológico o cultural, o ambos?. Desacatos, (54), 40-57.

Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D. & Frank, D. C. (2009). Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. Science, 324(5923), 78-80. https://doi.org/10.1126/science.1166349

Turney, C., Baillie, M., Clemens, S., Brown, D., Palmer, J., Pilcher, J., Reimer, P. & Leuschner, H. H. (2005). Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycles. Journal of Quaternary Science, 20(6), 511-518. https://doi.org/10.1002/jqs.927

Twidale, C.R. & Vidal-Romaní, J. R. (1994). The Pangaean inheritance. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 19, 7-36. http://hdl.handle.net/2183/6174

Tzedakis, P. C., Channell, J. E. T., Hodell, D. A., Kleiven, H. F. & Skinner, L. C. (2012). Determining the natural length of the current interglacial. Nature Geoscience, 5(2), 138-141. https://doi.org/10.1038/ngeo1358

Tzedakis, P. C., Crucifix, M., Mitsui, T., & Wolff, E. W. (2017). A simple rule to determine which insolation cycles lead to interglacials. Nature, 542(7642), 427-432. https://doi.org/10.1038/nature21364

Udden, J. A. (1898). The mechanical composition of wind deposits. No. 1. Lutheran Augustana book concern.

de Uña-Álvarez, E. (2007). El escenario de la red de espacios protegidos en la comunidad autónoma de galica. Nimbus: Revista de climatología, meteorología y paisaje, 19, 29-52. http://hdl.handle.net/10835/1416

Urquí, L. C. (2014). Guía Práctica para entender el patrimonio geológico. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 22(1), 5-18.

Urrutia, M., García-Rodeja, E. & Macías, F. (1989). Determinación del pH en suelos de carga variable de Galicia. Anales de edafologia y agrobiologia, 48(3-4), 219-228.

Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A. & Rovere, A. (2016). Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. Earth-Science Reviews, 155, 172-197. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.02.002

Valcárcel, M. (2018). Tills y otros depósitos relacionados con la dinámica glaciar en la Sierra do Xistral: Interpretación de litofacies y reconstrucción paleoglaciar. Boletín De la Asociación de Geógrafos Españoles, (79). https://doi.org/10.21138/bage.2523

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Valcárcel, M. & Peréz-Alberti, A. (1996). Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglaciar en el Valle de Moia (Cuenca Alta del Rio Navia, NW Ibérico). En A. Peréz-Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez-Cortizas (Eds.), Dinámica y evolución de medios cuaternarios (pp. 191-202). Consellería de Cultura. Xunta de Galicia.

Valcárcel, M. & Peréz-Alberti, A. (2001). Estudio geomorfolígico de la dinámica glaciar-periglaciar en el valle de Ancares durante el Peistoceno final y el Holoceno (Serra dos Ancares, Noroeste Ibérico). En Entre nós: estudios de arte, xeografía e historia en homenaxe ó profesor Xosé Manuel Pose Antelo (pp. 121-142). Servicio de Publicaciones e Intercambio Científico.

Valcárcel, M., Rodríguez Guitián, M., Martínez-Cortizas, A. & Peréz-Alberti, A. (1993). As paisaxes do Camiño Francés en Galicia. Xunta de Galicia.

Varela, R. A., Rosón, G., Herrera, J. L., Torres-López, S., & Fernández-Romero, A. (2005). A general view of the hydrographic and dynamical patterns of the Rías Baixas adjacent sea area. Journal of Marine Systems, 54(1-4), 97-113. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.006

Vázquez Riveiros, N., Toucanne, S., Rodrigues, T., Landais, A., Naughton, F. & Sánchez Goñi, M. F. (2022). Definition of the Last Glacial Cycle marine stages and chronology. En D. Palacios, P. D. Hughes, J. M. García-Ruiz & N. Andrés (Eds), European Glacial Landscapes (pp. 171-173). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00023-6

Venetz, I. (1833). Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Natw, 2, 1-38.

Verardo, D. J., Froelich, P. N. & McIntyre, A. (1990). Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 37(1), 157-165. https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90034-S

Vergés, J., Kullberg, J. C., Casas-Sainz, A., de Vicente, G., Duarte, L. V., Fernàndez, M., Gómez, J. J., Gómez-Pugnaire, M. T., Jabaloy, A., López-Gómez, J., Macchiavelli, C., MartínÁlgarra, A., Martín-Chivelet, J., Muñoz, J. A., Quesada, C., Terrinha, P. Torné, M. & Vegas, R. (2019). An introduction to the Alpine cycle in Iberia. En C. Quesada & J. T. Oliveira (Eds.), The geology of Iberia: A geodynamic approach: (Vol. 3, 1-14). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_1

Vergnolle, C. (1990). Morphogenese des reliefs cotiers associes a la marge continentale Nord-Espagnole. L'example du NE de la Galicia. Seminario de Est. Galegos, Serie Nova Terra, 1.

Vesica, P. L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J. J., Ginés, A. & Ginés, J. (2000). Late Pleistocene paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. Quaternary Science Reviews, 19(9), 865-879. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00026-8

Viana-Soto, A. & Pérez-Alberti, A. (2019). Periglacial deposits as indicators of paleotemperatures. A case study in the Iberian Peninsula: The mountains of Galicia. Permafrost and Periglacial Processes, 30(4), 374-388. https://doi.org/10.1002/ppp.2026

de Vicente, G., Cloetingh, S. A. P. L. Van Wees, J. D. & Cunha, P. P. (2011). Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. Tectonophysics, 502(1-2), 38-61. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.02.007

de Vicente, G. & Vegas, R. (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constraints. Tectonophysics, 474(1-2), 124-143. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.026

Vidal Box, C. (1941). Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño. Pub. Diputación. Provincial de Lugo, Monografías GEP, 1(39), 121-150.

Vidal-Romaní, J. R. (1989). Geomorfología granítica en Galicia (NW España). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 13, 89-163. http://hdl.handle.net/2183/6033

Vidal Romaní, J. R. & Fernández Mosquera, D. (1999). Cronología glaciar pleistocena de la Serra de Gerês,(Norte de Portugal). Estudos do Quaternário, 2, 57-64. https://doi.org/10.30893/eq.v0i2.14

Vidal Romaní, J. R. & Fernández Mosquera, D. (2005). Glaciarismo Pleistoceno en el NW de la peninsula Ibérica (Galicia, España-Norte de Portugal). Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 13(3), 270-277.

Vidal Romaní, J. R., Fernández Mosquera, D. & Marti, K. (2015). The glaciation of Serra de Queixa-Invernadoiro and Serra do Gerês-Xurés, NW Iberia. A critical review and a cosmogenic nuclide (10Be and 21Ne) chronology. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 38, 25-43. https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2015.38.0.3681

Vidal Romaní, J. R., Fernández Mosquera, D., Marti, K., & Ferreira, A. B. (1999). Nuevos datos para la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 24, 7-29. http://hdl.handle.net/2183/6390

Vidal Romaní, J. R. & Santos, L. (1994). La deglaciación finicuaternaria en el Noroeste Peninsular (Serra de Queixa-Invernadoiro, Ourense, Galicia): datos geomorfológicos y paleobotánicos. Cuaternario y Geomorfología, 8, 33-44.

Vidal Romaní, J. R., Vilaplana, J. M., de Brum, A., Zezere, J. L., Rodrigues, L. & Monge, C. (1990). Los tills de la Serra de Gerês-Xurés y la glaciación pleistocena (Minho, Portugal-Ourense, Galicia). Cuaternario y geomorfología, 4(1), 13-25.

Vidal Romaní, J. R., Yepes, J. & Rodríguez Martínez-Conde, R. (1998). Evolución geomorfológica del Macizo Hespérico peninsular: estudio de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense (Galicia, NW de España). Cadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe, 23, 165-199. http://hdl.handle.net/10553/9441

Vilas, F. (1981). Evolución sedimentaria de la llanura intermareal de A Ramallosa (Pontevedra). Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 2, 209-217. http://hdl.handle.net/2183/5753

Vilas, F. (1982). Desplazamiento lateral de los canales de Drenaje de las llanuras de marea: consideraciones sedimentológicas. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 3, 315-322. http://hdl.handle.net/2183/5810

Vilas, F., Bernabeu, A., Rubio, B. & Rey, D. (2010). Estuarios, rías y Llanuras intermareales. En A. Arche (Ed.), Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria (pp. 619–673). CSIC.

Vilas, F., Bernabeu, A. M. & Méndez, G. (2005). Sediment distribution pattern in the Rias Baixas (NW Spain): main facies and hydrodynamic dependence. Journal of Marine Systems, 54(1-4), 261-276. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.07.016

Vilas, F., Bernabéu, A., Rubio, B. & Rey, D. (2019). The Galician rías. NW coast of Spain. En J. A. Morales (Ed.), The Spanish Coastal Systems: Dynamic Processes, Sediments and Management (pp. 387-414). https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_17

Vilas, F., Rey, D., Rubio , B., Bernabeu, A. M., Méndez, G., Durán, R., & Mohamed, K. (2008). Los fondos de la Ría de Vigo: composición, distribución y origen del sedimento. En A. González-Garcés, F. Vilas & X. A. Álvarez (Eds.), La Ría de Vigo: una aproximación integral al ecosistema marino de la Ría de Vigo (pp. 17-50). Instituto de Estudios Vigueses.

Vilas, F., Ramos, A., Sopeña, A., Rey, L. & Nombela, M. A. (1986). El complejo de playa-lagoon de Corrubedo y los submedios característicos. Galicia, NW. España. Acta geológica hispánica, 21-22, 233-243. http://hdl.handle.net/10261/6932

Vissers, R. L. M. & Meijer, P. T. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees?. Earth-Science Reviews, 110(1-4), 93-110 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001

Viveen, W., van Balen, R. T., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., Temme, A. J. A. M., & Vidal-Romani, J. R. (2012a). Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. Tectonophysics, 544, 13-30. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.029

Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., Van Balen, R. T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J. R. & Sanjurjo-Sanchez, J. (2012b). A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on 10Be and luminescence dating. Global and Planetary Change, 94, 82-100.

Viveen, W., Schoorl, J. M., Veldkamp, A. & van Balen, R. T. (2014). Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation. Geomorphology, 210, 119-135. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.026

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Viveen, W., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., Van Balen, R. T., Desprat, S. & Vidal-Romani, J. R. (2013a). Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Miño River terrace record: a gradient modelling evaluation. Geomorphology, 186, 96-118.

Viveen, W., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., van Balen, R. T. & Vidal-Romani, J. R. (2013b). Fluvial terraces of the northwest Iberian lower Miño River. Journal of Maps, 9(4), 513-522. https://doi.org/10.1080/17445647.2013.821096

van der Vlerk, I. M. (1959). Problems and principles of Tertiary and Quaternary stratigraphy. Quarterly Journal of the Geological Society, 115(1-4), 49-64. https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1959.115.01.0

Wada, Y., Van Beek, L. P., Van Kempen, C. M., Reckman, J. W., Vasak, S. & Bierkens, M. F. (2010). Global depletion of groundwater resources. Geophysical research letters, 37 (20). https://doi.org/10.1029/2010GL044571

Wada, Y., Van Beek, L. P., Sperna Weiland, F. C., Chao, B. F., Wu, Y. H. & Bierkens, M. F. (2012). Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. Geophysical Research Letters, 39(9). https://doi.org/10.1029/2012GL051230

Wadell, H. (1933). Sedimentation and sedimentology. Science, 77(2005), 536-537. https://doi.org/10.1126/science.77.2005.536

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., Mcmanus, J. F., Lambeck, K., Baldon, E. & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary science reviews, 21(1-3), 295-305. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9

Wagner, S. & Zorita, E. (2005). The influence of volcanic, solar and CO2 forcing on the temperatures in the Dalton Minimum (1790–1830): a model study. Climate dynamics, 25(2), 205-218. https://doi.org/10.1007/s00382-005-0029-0

Walker, M., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnham R. M., Rasmussen, S. O. & Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Journal of Quaternary Science, 27(7), 649-659. https://doi.org/10.1002/jqs.2565

Walker, M., Gibbard, P. L., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L. C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen S. O. & Weiss, H. (2019). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A summary. Journal of the Geological Society of India, 93(2), 135-141. https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9

Walker, M., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S. O. & Weiss, H. (2018). Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries. Episodes Journal of International Geoscience, 41(4), 213-223. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016

Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S. O., Popp, T., Steffensen, J. P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L. C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D. J., Nakagawa, T., Newnham, R. & Schwander, J. (2009). Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association, 24(1), 3-17. https://doi.org/10.1002/jqs.1227

Walther, J. (1894) Einleitung in die Geologicals Historische Wissenschaft, Bd 3, Lithogenesis der Gegenwart. Fischerverlag.

Wang, T., Surge, D. & Mithen, S. (2012). Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (Patella vulgata), Northwest Scotland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 317, 104-113. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.12.016

Wanner, H. (2021). Late-Holocene: Cooler or warmer? The Holocene, 31(9), 1501–1506. https://doi.org/10.1177/09596836211019106

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., ... & Widmann, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews, 27(19-20), 1791-1828. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013

Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean, M. & Ritz, S. P. (2015). Holocene climate variability and change; a data-based review. Journal of the Geological Society, 172(2), 254-263. https://doi.org/10.1144/jgs2013-101

Warnken, J. & Mosadeghi, R. (2018). Challenges of implementing integrated coastal zone management into local planning policies, a case study of Queensland, Australia. Marine Policy, 91, 75-84. https://doi.org/10.1016/j.marpol.2018.01.031

Warrick, R. A. & J. Oerlemans (1990). Sea level rise. In: J. T. Houghton, G. J. Jenkins & J. J. Ephraum (eds.), *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment* (pp. 260–281). Cambridge University Press.

Waters, M. R. (1992). *Principles of geoarchaeology: A North American perspective*. University of Arizona Press.

Waters, C. N., Williams, M., Zalasiewicz, J., Turner, S. D., Barnosky, A. D., Head, M. J., Wing, S. L., Wagreich, M., Steffen, W., Summerhayes, C. P., Cundy, A. B., Zinke, J., Fiałkiewicz-Kozieł, B., Leinfelder, R., Haff, P. K., McNeill, J. R., Rose, N. L., Hajdas, I., McCarthy, F. M. G., ... Jeandel, C. (2022). Epochs, events and episodes: Marking the geological impact of humans. Earth-Science Reviews, 104171. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104171

Waters, C. N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A. D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E. C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J. R., Richter, D. D., Steffen, W., Svitski, J., Vidas, D., Wagreich, M., Williams, M., ... Wolfe, A. P. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. Science, 351(6269), aad2622. https://doi.org/10.1126/science.aad2622

Waters, C. N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Fairchild, I. J., Rose, N. L., Loader, N. J., Shotyk, W., Cearreta, A., Head, M. J., Syvitski, J. P. M., Williams, M., Wagreich, M., Barnosky, A. D., An, Z., Leinfelder, R., Jeandel, C., Gałuszka, A., Ivar do Sul, J. A., Gradstein, F., ... Edgeworth, M. (2018). Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Anthropocene Series: Where and how to look for potential candidates. Earth-Science Reviews, 178, 379-429. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.016

Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. Geologische Rundschau, 3(4), 276-292.

Weiss, H. (2016). Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2–3.9 ka BP across the Mediterranean and west Asia. Pages, 24(2), 62-63. https://doi.org/10.22498/pages.24.2.62

Weisse, R., Dailidienė, I., Hünicke, B., Kahma, K., Madsen, K., Omstedt, A., Parnell, K., Schöne, T., Soomere, T., Zhang, W. & Zorita, E. (2021). Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region, Earth System Dynamics. 12, 871–898. https://doi.org/10.5194/esd-12-871-2021

Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. The journal of geology, 30(5), 377-392. https://doi.org/10.1086/622910

Wiersma, A. P. & Renssen, H. (2006). Model–data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. Quaternary Science Reviews, 25(1-2), 63-88. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.07.009

Wilson, G. P., Lamb, A. L., Leng, M. J., Gonzalez, S. & Huddart, D. (2005a). Variability of organic δ13C and C/N in the Mersey Estuary, UK and its implications for sea-level reconstruction studies. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 64(4), 685-698. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.04.003

Wilson, G. P., Lamb, A. L., Leng, M. J., Gonzalez, S. & Huddart, D. (2005b). δ13C and C/N as potential coastal palaeoenvironmental indicators in the Mersey Estuary, UK. Quaternary Science Reviews, 24(18-19), 2015-2029. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.11.014

Wolff, E. W. (2014). Ice sheets and the Anthropocene. Geological Society, London, Special Publications, 395(1), 255-263. https://doi.org/10.1144/SP395.10

Wozniak, A. S., Roman, C. T., Wainright, S. C., McKinney, R. A. & James-Pirri, M. J. (2006). Monitoring food web changes in tide-restored salt marshes: a carbon stable isotope approach. Estuaries and Coasts, 29, 568-578. https://doi.org/10.1007/BF02784283

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Wright, L. D. & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. Marine geology, 56(1-4), 93-118. https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2

Yepes, J. (2002). Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Orense, Galicia, Macizo Hespérico. Sada, A Coruña: Ediciós do Castro, 2002. https://sudocument.ulpgc.es/handle/10553/10144

Yepes, J. & Vidal Romaní, J. R. (2004). Contextualización geomorfológica de los depósitos de fondo de valle del río Sil (Ourense). En Contribuciones recientes sobre geomorfología (pp.147-157), Sociedad Española de Geomorfología.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. & Fifield, L. K. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406(6797), 713-716. https://doi.org/10.1038/35021035

Yu, F., Zong, Y., Lloyd, J. M., Huang, G., Leng, M. J., Kendrick, C., Lamb, A. L. & Yim, W. W. S. (2010). Bulk organic δ13C and C/N as indicators for sediment sources in the Pearl River delta and estuary, southern China. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 87(4), 618-630. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.02.018

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292(5517), 686-693. https://doi.org/10.1126/science.1059412

Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Summerhayes, C. P., Wolfe, A. P., Barnosky, A. D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Fairchild, I. J., Gałuszka, A., Haff, P., Hajdas, I., Head, M. J., Ivar do Sul, J. A., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J. R., Neal, C., Odada, E., ... Williams, M. (2017). The Working Group on the Anthropocene: Summary of evidence and interim recommendations. Anthropocene, 19, 55-60. https://doi.org/10.1016/j.ancene.2017.09.001

Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Williams, M., Barnosky, A. D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M. A., Fairchild, I. J., Grinevald, J., Haff, P. K., Hajdas, I., Leinfelder, R., McNeill, J., Odada, E. O., Poirier, C., Richter, R., Steffen, W., Summerhayes, C., ... Oreskes, N. (2015). When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. Quaternary International, 383, 196-203. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.045

Zazo C. (2006). Cambio climático y nivel del mar: la península ibérica en el contexto global. Cuaternario y Geomorfología, 20, 115-130. http://hdl.handle.net/10261/4389

Zazo, C., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P. G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F. & Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic–Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. Quaternary International, 181(1), 72-87. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.05.021

Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S. & Cogley, J. G. (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. Nature, 568(7752), 382-386. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0

Zenkovich, V. P. (1967). *Processes of Coastal Development.*Oliver & Boyd.

Zoido, F., de la Vega, S., Morales, G., Mas, R. & Lois, R. (2000) *Diccionario de Geografía urbana, urbanismo y ordenación del territorio*. Ariel.

Zwoliński, Z., Najwer, A. & Giardino, M. (2018). Methods for assessing geodiversity. En E. Reynard & J. Brilha (Eds.), *Geoheritage: Assessment, Protection and Mnagement* (pp. 27-52). Elsevier. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809531-7.00002-2

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

ANEXO I

CUESTIONARIOS

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

Anexo I. Cuestionario 1: Cuestionario poboación local da Illa de Arousa

DATA:_____ SEXO: home muller IDADE: <18 <40 <65 máis de 65

- Reside na actualidade na illa?
- Canto tempo leva residindo aquí? Sempre +20 anos -20 anos Turista
- Coñece o Illote de Areoso?
- Que destacan del?
- Cal é o nome que empregan para referirse ao illote?
- Visitou o illote algunha vez?
- Como e con que frecuencia o visitan?
- Ten vostede un sentimento de apego cara Areoso?
- Entenden que o Areoso é parte do Arquipélago da Illa de Arousa?
- Pensa que se debe fomentar a conservación e a protección do illote?
- Que elementos ou características xustifican a súa protección?
- Sabe vostede que o illote está a sufrir fortes taxas de erosión?
- Sabe que no illote se atopan numerosos restos arqueolóxicos?
- Sabe vostede a importancia do illote a nivel medioambiental?
- Pensa que a actividade humana prexudica a súa conservación?
- Cree que se debe controlar o acceso de persoas?
- Está a favor das restricións que hai para o amarre dos barcos?
- Pensa que se debería limitar a actividade de marisqueo?

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo I. Cuestionario 2: Cuestionario profesorado de educación secundaria

BLOQUE 1:

- Experiencia:
  - Cuando conocieron el islote? <5 años; 5- 10 años; +10
  - Lo visitaron alguna vez?
  - Frecuencia? 1-2, Esporádica, Habitual
- Conocimiento
  - Conocen la formación del islote? Tectónica de placas, Cambio Climático; procesos erosivos; transgresión marina; corrientes marinas, efecto Fohen.
  - Que elementos naturales conocen del islote? Hábitat dunar, geoformas graníticas, playas de cantos, depósitos sedimentarios, vegetación arbórea atlántica, playa de arena.
  - Que elementos culturales hay en el islote? Petroglifos, dólmenes, salinas romanas, mámoas, cruceros medievales, castro, cistas.
  - Como explicas la existencia de restos arqueológicos en el islote? En embarcaciones, a pie (estaba conectado); en marea baja (zona de marismas), el mar estaba congelado durante el invierno.
- Patrimonio
  - Considera que el islote tiene valor patrimonial?
  - A qué le dan valor patrimonial? Restos arqueológicos, vegetación, banco marisquero, depósitos sedimentarios, actividad turística, geoformas, fauna, paisaje, relación con la población local.
  - Importancia natural del espacio: baja, moderada, elevada, excepcional.
  - Importancia cultural del espacio: baja, moderada, elevada, excepcional.
- Problemática
  - Detectas alguna problemática e el Areoso?
  - Detecta algún problema a nivel físico/natural? destrucción del hábitat dunar; erosión; proliferación de invasoras, daños a la fauna terrestre; desmantelamiento de depósitos sedimentarios, pérdida de calidad como lugar de cría de aves.
  - Impacto de la erosión en el islote: Nulo, escaso, importante, crítico.
  - Impacto de la erosión sobre los restos arqueológicos: Nulo, escaso, importante, crítico.
  - Qué elementos considera que pueden afectar negativamente al islote? Cambio climático, turistas, marisqueo, subida del nivel do mar, trabajos arqueológicos, plantas invasoras, erosión marina.
- Propuesta de gestión
  - Cres que el islote precisa protección/gestión?
  - Cuales de estos elementos incluirías en una propuesta de gestión? Marisqueo y pesca, actividad turística, formaciones sedimentarias, geoformas, hábitat dunar, restos arqueológicos.
  - Incluirías algún elemento más?
  - Consideras oportunas algunas de estas medidas de protección? Prohibición de acceso personas, limitación de acceso, delimitación de una ruta turística, prohibición del marisqueo.
  - Incluirías alguna medida más?
  - Piensas que sería oportuno incluir alguna actuación didáctica como forma de contribuir a la protección del islote?

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

BLOQUE 2:

- Actuaciones realizadas
  - Participaste en alguna actividad didáctica sobre Areoso?
  - Con qué frecuencia?
  - En que materia?
  - A quien iba dirigida?
  - Describe brevemente en que consistió?
  - Que objetivos tenía esta actuación? Contenidos de la materia, conocimientos específicos, crear conocimiento crítico con respecto a un espacio local, lazo afectivo con el lugar, nuevos procesos de patrimonialización.
  - Cres que estas actuaciones presentaron resultados en el alumnado?
  - Tiene intención de realizar alguna actuación sobre el islote en el futuro?

BLOQUE 3:

- Contenidos
  - Consideras que los estudiantes deben conocer la problemática sobre...
  - Presión turística?
  - Erosión?
  - Importancia ambiental?
  - Cambio climático?
  - Cres que los alumnos deben ser capaces de proponer soluciones a estos problemas?
- Actuación didáctica
  - Sería preciso una formación del profesorado sobre el conocimiento del islote y sobre la realización de nuevas propuestas didácticas innovadoras?
  - Que profesorado recibiría esta formación?
  - Cres que se podrían crear procesos educativos en la educación formal?
  - Cres que se podrían emplear proyectos de los alumnos para la divulgación del Areoso?
  - Podrían emplearse estos trabajos para a educación no formal de los visitantes y de la población local?
  - Se te ocurre alguna propuesta en este sentido?
  - En qué sentido crees que esto enriquecería su formación?
  - Piensas que estas actuaciones serían asumibles por la administración?
  - Esto podría hacerse a todos los niveles educativos?
  - Esta propuesta ayudaría a la puesta en valor del islote ante a población local?
  - Estarías dispuesto a participar en una experiencia semejante?

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

ANEXO II

TÁBOAS

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 1: Listaxe especies vexetais identificadas en Areoso

Especies vexetais identificadas	
Aetheorhiza bulbosa (L.) Cass.	*Linaria polygalifolia Hoffmanns. & Link subsp. polygalifolia*
Allium sphaerocephalon L.	
Alyssum loiseleurii P. Fourn.	*Lolium perenne L.*
Alyssum loiseleurii subsp. gallaecicum	*Lotus corniculatus subsp. delortii*
Ammophila arenaria subsp. australis (Mabille)	*Lycopus europaeus L.*
Anchusa calcarea Boiss.	*Matthiola sinuata (L.) R. Br.*
Andryala integrifolia L.	*Medicago italica (Mill.) Fiori*
Angelica pachycarpa Lange	*Medicago marina L.*
Anthyllis vulneraria L.	*Mercurialis annua L.*
Anthyllis vulneraria subsp. iberica (W. Becker) Cullen	*Mibora minima (L.) Desv.*
Armeria pubigera (Desf.) Boiss.	*Nicandra physalodes (L.) Gaertn.*
Artemisia campestris subsp. maritima Arcang.	*Ophioglossum lusitanicum L.*
Atriplex laciniata L.	*Orobanche ramosa subsp. nana (Reut.) Cout.*
Avena sterilis L.	*Osyris alba L.*
Beta maritima L.	*Otanthus maritimus*
Briza maxima L.	*Oxalis pes-caprae L.*
Cakile maritima Scop.	*Pancratium maritimum L.*
Calendula suffruticosa subsp. algarbiensis (Boiss.) Nyman	*Papaver dubium L.*
Calystegia soldanella (L.) Roem. & Schult.	*Parietaria judaica L.*
Centranthus calcitrapae (L.) Dufr.	*Plantago coronopus L.*
Cerastium diffusum Pers. subsp. diffusum	*Polygonum maritimum L.*
Cochlearia danica L.	*Polypodium cambricum L.*
Crithmum maritimum L.	*Reichardia gaditana (Willk.) Cout.*
Crucianella maritima L.	*Romulea ramiflora Ten.*
Dactylis glomerata L.	*Rubus ulmifolius Schott*
Elymus farctus (Viv.) Melderis	*Rumex acetosa L. subsp. acetosa*
Erodium cicutarium subsp. bipinnatum Tourlet	*Rumex acetosa subsp. biformis*
Eryngium maritimum	*Rumex bucephalophorus L.*
Euphorbia paralias L.	*Salsola kali L.*
Euphorbia portlandica L.	*Sedum arenarium Brot.*
Festuca juncifolia St.-Amans	*Seseli tortuosum L.*
Fumaria muralis W.D.J. Koch	*Silene littorea Brot.*
Geranium molle L.	*Silene scabriflora Brot.*
Hedera helix L.	*Silene uniflora Roth subsp. Uniflora*
Hedera hibernica (G. Kirchn.) Bean	*Sonchus oleraceus L.*
Helichrysum italicum subsp. serotinum (Boiss.) P. Fourn.	*Spergularia rupicola Le Jol.*
Helychrysum picardii	*Spiranthes spiralis (L.) Chevall.*
Honckenya peploides (L.) Ehrh.	*Stachys arvensis (L.) L.*
Iberis procumbens Lange	*Stenotaphrum secundatum (Walter) Kuntze*
Isoetes histrix Bory	*Tetragonia tetragonoides (Pall.) Kuntze*
Jasione montana L.	*Trifolium repens L.*
Juncus acutus L.	*Urtica dioica L.*
Lagurus ovatus L.	*Veronica arvensis L.*
Lavatera cretica L.	*Vicia lutea L.*
Leontodon taraxacoides (Vill.) Mérat subsp. Taraxacoides	*Viola kitaibeliana Schult.*
Linaria polygalaefolia Hoffmgg. & Link	*Zostera marina L.*

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 2: Número de reservas para visitar Areoso

Data	QUENDA 1	QUENDA 2	QUENDA 3	Total	Data	QUENDA 1	QUENDA 2	QUENDA 3	Total
04/07/2023	22	38	34	94	12/09/2023	5	10	12	27
05/07/2023	18	50	27	95	13/09/2023	10	16	25	51
06/07/2023	23	49	49	121	14/09/2023	11	39	25	75
07/07/2023	26	46	27	99	15/09/2023	2	13	6	21
08/07/2023	50	50	50	150	16/09/2023	0	25	8	33
09/07/2023	50	50	50	150	17/09/2023	0	4	5	9
10/07/2023	23	48	50	121	18/09/2023	0	2	2	4
11/07/2023	31	50	47	128	19/09/2023	0	2	16	18
12/07/2023	22	50	47	119	20/09/2023	0	0	0	0
13/07/2023	31	50	50	131	21/09/2023	0	0	0	0
14/07/2023	8	29	42	79	22/09/2023	0	0	0	0
15/07/2023	47	50	50	147	23/09/2023	7	23	8	38
16/07/2023	38	50	49	137	24/09/2023	34	43	12	89
17/07/2023	38	50	50	138	25/09/2023	6	12	4	22
18/07/2023	40	50	50	140	26/09/2023	0	11	2	13
19/07/2023	50	50	50	150	27/09/2023	0	0	0	0
20/07/2023	48	50	50	148	28/09/2023	2	0	0	2
21/07/2023	41	50	50	141	29/09/2023	0	9	0	9
22/07/2023	50	50	50	150	30/09/2023	28	50	0	78
23/07/2023	50	50	50	150	01/10/2023	15	20	19	54
24/07/2023	48	46	50	144	02/10/2023	2	0	3	5
25/07/2023	50	49	50	149	03/10/2023	4	0	2	6
26/07/2023	50	50	50	150	04/10/2023	2	7	7	16
27/07/2023	43	50	50	143	05/10/2023	5	0	2	7
28/07/2023	23	49	23	95	06/10/2023	0	0	0	0
29/07/2023	50	50	50	150	07/10/2023	6	20	20	46
30/07/2023	50	50	50	150	08/10/2023	20	20	20	60
31/07/2023	49	50	50	149	09/10/2023	4	8	1	13
01/08/2023	23	50	49	122	10/10/2023	0	0	7	7
02/08/2023	28	50	50	128	11/10/2023	6	5	7	18
03/08/2023	50	50	0	100	12/10/2023	11	19	6	36
04/08/2023	50	50	0	100	13/10/2023	0	0	0	0
05/08/2023	50	50	50	150	14/10/2023	14	5	0	19
06/08/2023	50	50	50	150	15/10/2023	0	0	0	0
07/08/2023	50	50	50	150	16/10/2023	0	0	0	0
08/08/2023	50	50	50	150	17/10/2023	0	3	0	3
09/08/2023	50	50	50	150	18/10/2023	0	0	0	0
10/08/2023	50	50	50	150	19/10/2023	0	0	0	0
11/08/2023	50	50	50	150	20/10/2023	0	0	0	0
12/08/2023	50	50	50	150	21/10/2023	0	0	0	0
13/08/2023	50	50	50	150	22/10/2023	0	0	0	0
14/08/2023	50	50	50	150	23/10/2023	0	0	0	0
15/08/2023	50	50	50	150	24/10/2023	0	0	0	0
16/08/2023	50	50	50	150	25/10/2023	0	0	0	0
17/08/2023	50	50	50	150	26/10/2023	0	0	0	0
18/08/2023	50	50	50	150	27/10/2023	0	0	0	0
19/08/2023	50	50	50	150	28/10/2023	0	0	0	0
20/08/2023	50	50	50	150	29/10/2023	0	0	0	0
21/08/2023	50	50	50	150	30/10/2023	0	0	0	0
22/08/2023	50	50	50	150	31/10/2023	0	0	0	0
23/08/2023	50	50	50	150	01/11/2023	0	0	0	0
24/08/2023	50	50	50	150	02/11/2023	0	0	0	0
25/08/2023	50	50	50	150	03/11/2023	0	0	0	0
26/08/2023	50	50	50	150	04/11/2023	0	0	0	0
27/08/2023	50	50	50	150	05/11/2023	0	0	0	0
28/08/2023	50	50	50	150	06/11/2023	0	0	0	0
29/08/2023	34	45	50	129	07/11/2023	2	0	0	2
30/08/2023	50	44	48	142	08/11/2023	0	0	0	0
31/08/2023	41	50	0	91	09/11/2023	0	0	0	0
01/09/2023	16	26	0	42	10/11/2023	0	0	0	0
02/09/2023	45	50	0	95	11/11/2023	0	0	0	0
03/09/2023	37	50	0	87	12/11/2023	0	0	0	0
04/09/2023	13	26	8	47	13/11/2023	0	0	0	0
05/09/2023	4	8	0	12	14/11/2023	0	0	0	0
06/09/2023	13	28	30	71	15/11/2023	0	0	0	0
07/09/2023	19	37	12	68	16/11/2023	0	0	0	0
08/09/2023	3	4	11	18	17/11/2023	0	0	0	0
09/09/2023	10	43	10	63	18/11/2023	0	0	0	0
10/09/2023	2	40	14	56	19/11/2023	0	0	0	0
11/09/2023	21	6	2	29	20/11/2023	0	0	0	0
12/09/2023	5	10	12	27	21/11/2023	0	0	0	0

Anexo II. Táboa 3: Datos sedimentolóxicos mostras superficiais

Mostra	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Tamaño medio (mm)	Selección (mm)	Carbonatos (%)
PL-1	2,88	97,12	0,00	2,88	33,70	45,35	7,81	8,97	1,07	0,22	0,00	0,00	0,84	1,77	16,8
PL-2	2,20	97,81	0,00	2,20	14,66	27,72	15,69	33,00	5,34	1,40	0,00	0,00	0,52	1,88	17,5
PL-3	0,14	99,86	0,00	0,14	1,16	15,78	20,22	51,60	8,19	2,91	0,00	0,00	0,37	1,47	30,4
PL-4	0,50	99,50	0,00	0,50	1,94	18,04	19,64	51,36	7,23	1,25	0,05	0,00	0,39	1,51	31,0
PL-5	0,00	100,00	0,00	0,00	0,56	15,42	20,91	49,39	10,44	3,28	0,00	0,00	0,36	1,46	40,4
PL-6	0,04	99,96	0,00	0,04	1,15	24,92	30,06	40,41	2,91	0,49	0,03	0,00	0,43	1,49	29,0
PL-7	0,00	100,00	0,00	0,00	0,07	3,34	12,84	67,58	13,23	2,88	0,06	0,00	0,32	1,28	26,3
DU-1	0,00	99,06	0,94	0,00	0,08	4,06	9,37	56,96	19,46	8,46	0,31	0,37	0,29	1,38	21,8

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 4: Datos sedimentolóxicos Core-I

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Tamaño medio (mm)	Clasificación (mm)	Tamaño medio (phi)	Clasificación (phi)	$CaCO_3$ (%)
CORE-I-1	-2,22	-0,45	2_7	4,5	0,19	99,65	0,16	0,19	7,30	31,68	11,11	24,94	13,03	10,19	0,89	0,50	0,42	1,94	1,26	0,96	42,5
CORE-I-2	-2,27	-0,50	7_12	9,50	0,34	99,56	0,10	0,34	10,22	37,92	11,19	20,70	10,20	8,14	0,68	0,51	0,47	1,97	1,10	0,98	37,8
CORE-I-3	-2,32	-0,55	12_15	13,50	0,27	99,30	0,43	0,27	8,75	37,57	11,32	20,95	10,66	8,64	0,77	0,64	0,45	1,96	1,14	0,97	37,9
CORE-I-4	-2,35	-0,58	15_19	17,00	1,46	98,26	0,28	1,46	21,78	46,01	8,49	11,70	5,17	4,11	0,50	0,51	0,64	1,98	0,64	0,98	35,9
CORE-I-5	-2,39	-0,62	19_24	21,50	7,01	92,75	0,23	7,01	39,13	38,63	5,24	5,86	2,10	1,44	0,16	0,17	0,93	1,78	0,10	0,83	33,5
CORE-I-6	-2,44	-0,67	24_29	26,50	12,61	87,30	0,09	12,61	35,19	35,38	5,64	6,73	2,39	1,58	0,18	0,22	0,96	1,79	0,07	0,84	35,9
CORE-I-7	-2,49	-0,72	29_34	31,50	13,36	86,46	0,18	13,36	30,99	39,68	5,80	6,51	2,04	1,20	0,12	0,12	0,95	1,76	0,07	0,81	37,6
CORE-I-8	-2,54	-0,77	34_39	36,50	8,29	91,53	0,18	8,29	35,11	38,82	5,91	6,94	2,49	1,82	0,21	0,22	0,90	1,81	0,16	0,86	36,4
CORE-I-9	-2,59	-0,82	39_44	41,50	12,14	87,68	0,18	12,14	35,21	37,52	5,12	5,55	1,96	1,78	0,28	0,25	0,97	1,76	0,05	0,82	41,1
CORE-I-10	-2,64	-0,87	44_49	46,50	19,05	80,78	0,17	19,05	36,84	32,52	3,80	4,03	1,37	1,59	0,30	0,32	1,03	1,66	-0,05	0,73	37,6
CORE-I-11	-2,69	-0,92	49_54	51,50	21,83	78,01	0,16	21,83	36,47	28,80	3,64	5,04	1,72	1,74	0,30	0,28	1,02	1,65	-0,03	0,72	43,3
CORE-I-12	-2,74	-0,97	54_59	56,50	23,74	76,21	0,05	23,74	30,31	26,37	4,86	7,94	2,78	2,91	0,51	0,53	0,91	1,79	0,14	0,84	45,9
CORE-I-13	-2,79	-1,02	59_64	61,50	23,70	76,17	0,14	23,70	30,07	26,41	4,95	8,01	2,89	2,93	0,48	0,44	0,90	1,79	0,15	0,84	42,1
CORE-I-14	-2,84	-1,07	64_70,7	67,40	13,85	85,87	0,29	13,85	26,13	29,62	7,90	13,20	4,33	3,80	0,47	0,41	0,78	2,06	0,35	1,04	35,8

Só con Gravas e Areas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 5: Datos sedimentolóxicos Core-B-I

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Só con Gravas e Areas				
																	Tamaño medio (mm)	Clasificación (mm)	Tamaño medio (phi)	Clasificación (phi)	$CaCO_3$ (%)
CORE-BI-1	-2,22	-0,45	2_5	3,5	0,14	97,18	2,68	0,14	2,74	11,15	5,18	20,49	22,24	28,09	4,04	3,24	0,25	1,84	2,01	0,88	46,6
CORE-BI-2	-2,25	-0,48	5_8	6,50	0,23	99,25	0,52	0,23	0,38	6,09	9,36	43,78	23,47	14,51	0,96	0,71	0,28	1,49	1,83	0,58	42,8
CORE-BI-3	-2,28	-0,51	8_13	10,50	0,19	99,50	0,31	0,19	2,02	37,74	18,97	26,79	8,23	4,91	0,44	0,41	0,45	1,69	1,16	0,75	39,2
CORE-BI-4	-2,33	-0,56	13_18	15,50	0,13	99,82	0,05	0,13	11,31	53,69	12,82	14,08	4,39	2,93	0,32	0,26	0,57	1,75	0,80	0,80	36,7
CORE-BI-5	-2,38	-0,61	18_23	20,50	1,15	98,84	0,02	1,15	24,49	49,52	8,96	10,17	3,26	2,10	0,20	0,15	0,72	1,83	0,47	0,87	35,7
CORE-BI-6	-2,43	-0,66	23_28	25,50	4,15	95,83	0,02	4,15	35,30	42,87	6,09	6,76	2,41	1,90	0,26	0,24	0,86	1,85	0,22	0,89	34,6
CORE-BI-7	-2,48	-0,71	28_33	30,50	8,17	91,80	0,03	8,17	32,17	41,65	6,24	7,00	2,54	1,78	0,20	0,21	0,88	1,81	0,19	0,86	36,7
CORE-BI-8	-2,53	-0,76	33_37	35,00	11,81	88,13	0,05	11,81	41,25	35,72	4,01	4,08	1,41	1,21	0,21	0,23	1,03	1,69	-0,04	0,76	38,2
CORE-BI-9	-2,57	-0,80	37_40	38,50	12,05	87,90	0,05	12,05	40,79	34,72	3,85	4,48	1,85	1,69	0,27	0,24	1,02	1,73	-0,03	0,79	34,6
CORE-BI-10	-2,60	-0,83	40_45	42,50	19,54	80,09	0,37	19,54	40,92	29,17	2,96	3,60	1,48	1,45	0,25	0,27	1,07	1,63	-0,09	0,70	39,0
CORE-BI-11	-2,65	-0,88	45_50	47,50	20,14	79,66	0,20	20,14	36,30	30,75	3,84	4,70	1,84	1,69	0,27	0,28	1,02	1,67	-0,03	0,74	41,9
CORE-BI-12	-2,70	-0,93	50_55	52,50	19,39	80,51	0,10	19,39	35,60	31,10	4,14	5,26	2,00	1,86	0,28	0,28	1,01	1,71	-0,01	0,77	40,0
CORE-BI-13	-2,75	-0,98	55_60	57,50	20,12	79,74	0,14	20,12	30,54	32,64	5,09	6,46	2,35	2,09	0,28	0,28	0,95	1,74	0,07	0,80	41,2
CORE-BI-14	-2,80	-1,03	60_65	62,50	9,91	89,90	0,19	9,91	37,13	35,59	5,21	6,93	2,31	2,11	0,31	0,32	0,93	1,81	0,11	0,86	37,9
CORE-BI-15	-2,85	-1,08	65_70	67,50	8,48	91,15	0,37	8,48	27,70	35,53	7,24	11,26	4,08	3,99	0,66	0,68	0,75	2,05	0,42	1,04	35,2
CORE-BI-16	-2,90	-1,13	70_75	72,50	9,66	90,09	0,25	9,66	30,32	34,14	7,50	11,41	3,32	2,70	0,35	0,34	0,80	1,96	0,32	0,97	35,9
CORE-BI-17	-2,95	-1,18	75_77	76,00	8,65	91,06	0,29	8,65	26,02	36,01	8,86	12,78	3,53	2,98	0,45	0,44	0,75	1,99	0,42	0,99	33,2

Anexo II. Táboa 6: Datos sedimentolóxicos de ARE-S1

| | | |

Anexo II. Táboa 7: Análise elemental de ARE-S1

Mostra	Profundidade (cm)	Si (%)	Al (%)	Fe (%)	Mg (%)	Mn (mg/kg)	Ca (%)	Na (%)	K (%)	Ti (%)	P (%)	Cl (%)	Ba (mg/kg)	Cr (mg/kg)	Cu (mg/kg)	Ga (mg/kg)	Ga (mg/kg)	Ni (mg/kg)	Pb (mg/kg)	Rb (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Y (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Zr (mg/kg)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	Na2O (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	P2O5 (%)	N (%)	C (%)	S (%)
ARE-SI-1	0_5	39,9	5,4	0,24	0,06	104,3	0,27	1,13	3,81	0,06	0,02	0,10	510	17,7	20,8	7,5	7,5	12,9	39,3	206,0	39,6	1,3	22,4	120,0	85,4	10,2	0,4	1,5	4,6	0,10	0,05	0,04	0,32	0,01
ARE-SI-2	5_10	40,6	5,1	0,18	0,05	57,0	0,19	1,05	3,71	0,04	0,01	0,07	560	19,7	13,3	13,5	13,5	10,6	19,6	190,0	36,3	4,3	17,4	130,0	86,9	9,6	0,3	1,4	4,5	0,06	0,03	0,03	0,25	0,01
ARE-SI-3	10_15	41,1	5,4	0,22	0,06	61,9	0,21	1,13	4,08	0,04	0,02	0,10	570	20,3	25,3	10,3	10,3	0,6	14,6	229,0	47,6	8,0	22,1	130,0	88,0	10,2	0,3	1,5	4,9	0,07	0,04	0,02	0,23	0,01
ARE-SI-4	15_20	40,4	5,2	0,20	0,05	63,4	0,19	1,05	3,88	0,04	0,02	0,09	550	18,7	18,4	9,8	9,8	7,7	30,7	200,0	32,0	0,8	20,5	95,0	86,3	9,7	0,3	1,4	4,7	0,06	0,04	0,01	0,23	0,01
ARE-SI-5	20_25	40,2	5,3	0,21	0,06	87,6	0,20	1,05	3,89	0,05	0,02	0,07	520	13,6	20,9	10,9	10,9	10,1	49,5	160,0	27,9	0,8	11,1	100,0	85,9	9,9	0,3	1,4	4,7	0,08	0,04	0,02	0,23	0,00
ARE-SI-6	25_30	40,5	5,0	0,21	0,05	75,4	0,20	1,05	3,86	0,04	0,02	0,09	450	22,9	24,4	10,5	10,5	14,0	33,9	214,0	41,3	3,0	19,5	173,0	86,6	9,5	0,3	1,4	4,6	0,07	0,04	0,02	0,22	0,01
ARE-SI-7	30_35	40,1	5,3	0,21	0,06	79,9	0,22	1,13	3,83	0,05	0,02	0,09	460	18,7	23,5	6,7	6,7	9,6	32,4	209,0	38,7	0,8	24,7	120,0	85,7	10,1	0,3	1,5	4,6	0,08	0,05	0,02	0,23	0,01
ARE-SI-8	35_40	40,1	5,3	0,22	0,05	82,1	0,21	1,13	3,88	0,04	0,02	0,10	540	16,3	19,8	13,1	13,1	8,7	0,8	190,0	40,2	12,8	19,1	120,0	85,8	10,0	0,3	1,5	4,7	0,07	0,05	0,02	0,23	0,01
ARE-SI-9	40_45	40,1	5,3	0,21	0,06	72,1	0,22	1,13	3,78	0,05	0,02	0,10	560	22,5	19,9	15,1	15,1	13,0	32,9	205,0	44,3	8,4	19,4	110,0	85,8	10,1	0,3	1,5	4,5	0,08	0,05	0,03	0,24	0,01
ARE-SI-10	45_50	39,8	5,3	0,23	0,05	79,1	0,24	1,13	4,08	0,06	0,03	0,11	540	17,9	13,3	11,1	11,1	9,7	29,0	237,0	48,1	9,1	2,4	181,0	85,1	10,1	0,3	1,5	4,9	0,10	0,07	0,02	0,24	0,01
ARE-SI-11	50_55	39,5	5,5	0,23	0,05	97,6	0,23	1,13	4,16	0,06	0,03	0,10	520	19,3	22,6	11,7	11,7	8,8	16,9	227,0	43,8	2,7	26,7	140,0	84,6	10,4	0,3	1,5	5,0	0,10	0,08	0,02	0,21	0,01
ARE-SI-12	55_60	39,7	5,1	0,16	0,03	65,1	0,19	1,05	3,75	0,03	0,02	0,09	460	10,5	17,5	0,7	0,7	10,2	27,6	201,0	42,4	6,2	17,7	120,0	85,0	9,7	0,2	1,4	4,5	0,05	0,05	0,02	0,19	0,01
ARE-SI-13	60_65	40,2	5,3	0,18	0,05	75,6	0,21	1,13	3,82	0,04	0,02	0,10	490	14,0	27,8	10,9	10,9	12,1	42,5	211,0	42,9	3,2	17,3	110,0	85,9	10,0	0,3	1,5	4,6	0,06	0,05	0,01	0,20	0,01
ARE-SI-14	65_70	38,5	6,0	0,27	0,12	96,5	0,30	1,41	4,21	0,05	0,05	0,21	570	14,6	28,6	18,8	18,8	9,6	37,3	307,0	63,5	86,0	17,3	38,0	82,3	11,3	0,4	1,9	5,1	0,09	0,12	0,01	0,22	0,02
ARE-SI-15	70_75	39,1	5,7	0,27	0,10	51,0	0,28	1,20	4,06	0,05	0,05	0,16	550	16,3	21,5	11,1	11,1	11,3	40,3	249,0	51,4	0,8	14,0	110,0	83,7	10,8	0,4	1,6	4,9	0,09	0,12	0,03	0,30	0,01
ARE-SI-16	75_80	37,0	6,7	0,50	0,27	88,7	0,45	1,48	3,73	0,09	0,20	0,41	490	144,6	17,1	18,0	18,0	12,6	27,3	319,0	83,5	10,9	28,0	140,0	79,1	12,7	0,7	2,0	4,5	0,15	0,47	0,04	0,48	0,04
ARE-SI-17	80_85	35,8	7,4	0,71	0,27	95,4	0,56	1,66	3,73	0,12	0,22	0,45	530	56,1	25,3	13,7		14,0	41,4	327,0	109,6	13,0	31,6	223,0	76,6	13,9	1,0	2,2	4,5	0,20	0,50	0,09	0,94	0,04
ARE-SI-18	85_90	33,9	8,2	0,94	0,37	103,2	0,69	1,84	3,76	0,15	0,32	0,61	450	110,5	28,9	18,0	18,0	0,0	32,4	309,0	126,5	15,0	27,1	208,0	72,5	15,5	1,3	2,5	4,5	0,25	0,74	0,11	1,24	0,06
ARE-SI-19	90_95	32,7	8,6	1,21	0,44	133,1	0,81	1,98	3,61	0,19	0,41	0,81	520	102,0	22,6	21,0	21,0	16,4	43,2	345,0	158,5	27,0	32,5	276,0	70,0	16,3	1,7	2,7	4,4	0,32	0,93	0,12	1,49	0,08
ARE-SI-20	95_100	31,0	9,4	1,47	0,54	133,1	0,95	2,01	3,60	0,22	0,50	0,96	490	85,0	25,3	25,0	25,0	20,3	34,2	352,0	177,9	21,0	42,5	275,0	66,4	17,8	2,1	2,7	4,3	0,37	1,15	0,13	1,58	0,09
ARE-SI-21	100_105	31,0	9,3	1,45	0,53	144,2	0,90	2,26	3,47	0,23	0,49	1,12	430	79,9	25,3	23,0	23,0	14,8	48,6	314,0	183,0	27,0	37,1	289,0	66,4	17,6	2,1	3,0	4,2	0,38	1,12	0,13	1,56	0,08
ARE-SI-22	105_110	31,3	9,2	1,45	0,50	122,0	0,87	2,37	3,48	0,21	0,45	1,13	480	70,6	27,1	23,0	22,8	11,3	35,1	326,0	194,8	21,9	31,6	300,0	66,9	17,3	2,1	3,2	4,2	0,35	1,03	0,13	1,51	0,07
ARE-SI-23	110_115	30,8	9,6	1,56	0,58	166,4	0,93	2,02	3,38	0,23	0,54	1,03	380	93,5	20,8	27,0	27,0	17,2	42,3	308,0	204,9	23,0	37,1	276,0	65,9	18,1	2,2	2,7	4,1	0,39	1,24	0,10	1,36	0,09
ARE-SI-24	115_120	30,3	10,1	1,71	0,61	177,5	0,94	1,98	3,08	0,28	0,58	1,07	450	93,5	19,0	15,2	15,2	18,7	28,8	303,0	193,1	17,0	45,2	286,0	64,8	19,1	2,4	2,7	3,7	0,47	1,32	0,08	1,09	0,09
ARE-SI-25	120_125	30,3	10,1	1,71	0,61	177,5	0,94	1,98	3,08	0,28	0,58	1,07	450	93,5	19,0	0,0	0,0	18,7	29,9	303,0	193,1	17,0	45,2	286,0	64,8	19,1	2,4	2,7	3,7	0,47	1,32	0,06	0,87	0,09
ARE-SI-26	125_130	31,4	9,8	1,70	0,56	188,6	0,86	1,87	3,00	0,29	0,46	0,82	470	85,0	22,6	23,0	23,0	18,7	44,1	319,0	187,2	21,0	47,0	407,0	67,1	18,5	2,4	2,5	3,6	0,48	1,05	0,06	0,71	0,08
ARE-SI-27	130_135	30,9	10,6	1,82	0,60	210,8	0,81	1,67	2,92	0,32	0,35	0,75	400	93,5	22,6	28,0	28,0	19,5	38,7	306,0	161,9	24,0	50,6	389,0	66,2	20,0	2,6	2,3	3,5	0,53	0,80	0,04	0,48	0,07
ARE-SI-28	135_140	32,0	10,1	1,72	0,48	221,8	0,71	1,71	3,13	0,29	0,21	0,49	390	78,2	18,1	28,0	28,0	0,0	43,2	285,0	123,1	37,0	54,2	488,0	68,5	19,1	2,5	2,3	3,8	0,48	0,48	0,04	0,36	0,05

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 8: Mineraloxía de ARE-S1

Mostra	Semicuantitativa						Cuantitativa (%)				
	Cuarzo	Feldespato	Mica	Caolinita	Vermiculita	Mica dominante	Cuarzo	Feldespato	Mica	Feldespato potásico	Plaxioclasas
ARE-S1-1	XXX	XX	X				54	41	5	31	10
ARE-S1-2	XXX	XX	T				64	35	2	27	8
ARE-S1-3	XXX-	XXX-	T				47	49	4	37	12
ARE-S1-4	XXX	XX					67	33		26	7
ARE-S1-5	XXX	XX	T				59	37	4	30	7
ARE-S1-6	XXX	XX	T			Moscovita	51	45	4	36	9
ARE-S1-7	XXX	XX	T			Moscovita	61	36	3	28	8
ARE-S1-8	XXX	XX	T				65	33	2	25	8
ARE-S1-9	XXX	XX	T				55	43	2	33	10
ARE-S1-10	XXX	XX	T				55	41	4	31	9
ARE-S1-11	XXX-	XXX-	T				49	47	4	34	13
ARE-S1-12	XXX	XX	T				53	43	4	33	10
ARE-S1-13	XXX	XX	T			Moscovita	56	40	4	32	8
ARE-S1-14	XX	XXX	T				34	62	4	52	10
ARE-S1-15	XX	XXX	X				34	61	5	52	9
ARE-S1-16	XX	XXX	T				31	65	4	56	9
ARE-S1-17	XX	XXX	X			Moscovita	34	62	5	43	18
ARE-S1-18	XXX	XX					63	37		24	13
ARE-S1-19	XX	XXX	T				37	59	4	47	12
ARE-S1-20	XX	XXX	T				35	62	4	39	22
ARE-S1-21	XX	XXX	T				31	65	4	39	26
ARE-S1-22	XX	XXX	T				36	62	2	50	12
ARE-S1-23	XX	XXX	T			Moscovita	31	65	4	50	15
ARE-S1-24	XX	XXX	X			Moscovita	37	55	8	44	11
ARE-S1-25	XX	XX	X			Flogopita	40	48	12	28	10
ARE-S1-26	XX	XXX	X	T			28	57	13	42	15
ARE-S1-27	X	XXX	X	T	T	Biotita	12	70	14	53	17
ARE-S1-28	XX	XXX	X	T			30	55	13	25	30

XXX: Abundante XX: Frecuente X: Presente T: Trazas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 9: Datos sedimentolóxicos ARE-S4

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Anos BP (2 sigma)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Só con Gravas e Areas				Calculado con todas as fraccións				LOI (%)	pH en auga	pH ClK	$CaCO_3$ (%)
																		Tamaño medio (mm)	Selección (mm)	Tamaño medio (phi)	Selección (phi)	Tamaño medio (mm)	Selección (mm)	Tamaño medio (phi)	Selección (phi)				
ARE-S4-1	1,95	3,72	0_5	2,5		0,27	97,45	2,28	0,27	1,70	22,14	21,33	42,11	6,21	3,21	0,38	0,38	0,41	1,57	1,30	0,65	0,40	1,62	1,32	0,70	0,45	9,0	9,0	6,9
ARE-S4-2	1,90	3,67	5_10	7,50		0,11	98,19	1,70	0,11	2,56	25,80	22,95	39,17	4,75	2,19	0,33	0,44	0,43	1,58	1,22	0,66	0,42	1,60	1,23	0,68	0,45	9,0	9,0	3,7
ARE-S4-3	1,85	3,62	10_15	12,50		0,09	98,74	1,16	0,09	1,27	22,63	25,03	42,20	5,42	1,77	0,20	0,23	0,41	1,53	1,28	0,61	0,41	1,54	1,29	0,62	0,38	9,0	8,9	1,9
ARE-S4-4	1,80	3,57	15_20	17,50		0,04	98,51	1,44	0,04	0,51	19,41	25,98	46,26	4,34	1,63	0,17	0,21	0,40	1,47	1,34	0,55	0,39	1,49	1,35	0,57	0,38	8,9	9,0	1,3
ARE-S4-5	1,75	3,52	20_25	22,50		0,06	98,63	1,30	0,06	0,83	26,99	29,57	36,66	3,97	0,50	0,06	0,06	0,44	1,51	1,19	0,59	0,43	1,52	1,20	0,60	0,36	8,9	8,9	0,9
ARE-S4-6	1,70	3,47	25_30	27,50		0,03	98,52	1,44	0,03	0,43	21,90	27,13	43,05	3,86	1,74	0,19	0,22	0,41	1,49	1,29	0,57	0,41	1,51	1,30	0,59	0,33	8,9	8,9	1,1
ARE-S4-7	1,65	3,42	30_35	32,50		0,03	98,67	1,30	0,03	0,79	25,86	27,81	39,80	3,09	1,17	0,09	0,08	0,43	1,50	1,22	0,58	0,43	1,51	1,23	0,60	0,35	8,9	9,0	0,9
ARE-S4-8	1,60	3,37	35_40	37,50		0,03	98,79	1,18	0,03	0,43	19,09	25,10	46,46	5,04	2,39	0,16	0,12	0,39	1,48	1,36	0,56	0,39	1,49	1,37	0,58	0,39	8,9	8,9	1,1
ARE-S4-9	1,55	3,32	40_45	42,50		0,04	98,46	1,50	0,04	0,29	20,24	25,81	44,78	4,54	2,34	0,22	0,24	0,40	1,49	1,33	0,57	0,39	1,50	1,35	0,59	0,40	8,9	8,9	1,2
ARE-S4-10	1,50	3,27	45_50	47,50		0,03	98,63	1,35	0,03	0,45	21,49	25,70	44,53	4,32	1,87	0,14	0,14	0,40	1,49	1,31	0,58	0,40	1,51	1,32	0,59	0,37	8,9	8,8	0,5
ARE-S4-11	1,45	3,22	50_55	52,50		0,09	97,20	2,71	0,09	1,01	27,25	23,44	38,38	4,76	2,00	0,16	0,22	0,43	1,55	1,22	0,64	0,42	1,59	1,25	0,67	0,70	8,1	8,3	1,0
ARE-S4-12	1,40	3,17	55_60	57,50		0,03	97,74	2,23	0,03	0,78	24,73	24,27	40,84	4,76	2,08	0,14	0,14	0,42	1,53	1,26	0,62	0,41	1,56	1,28	0,64	0,59	8,0	8,4	1,0
ARE-S4-13	1,35	3,12	60_65	62,50		0,01	98,27	1,72	0,01	0,49	21,64	25,44	44,59	4,52	1,49	0,05	0,05	0,41	1,49	1,30	0,57	0,40	1,51	1,32	0,59	0,48	8,4	8,5	1,0
ARE-S4-14	1,30	3,07	65_70	67,50		0,03	95,89	4,07	0,03	1,80	31,21	23,48	33,87	3,57	1,54	0,17	0,26	0,45	1,56	1,15	0,64	0,44	1,69	1,19	0,76	0,86	8,2	8,3	0,0
ARE-S4-15	1,25	3,02	70_75	72,50	3212-3005	0,03	92,98	6,99	0,03	1,40	29,46	21,07	32,81	4,56	2,75	0,42	0,51	0,44	1,60	1,19	0,68	0,42	2,01	1,26	1,00	1,23	8,3	8,3	0,0
ARE-S4-16	1,20	2,97	75_80	77,50		0,04	87,88	12,08	0,04	1,52	26,87	18,83	30,03	4,74	3,93	0,75	1,21	0,43	1,67	1,22	0,74	0,35	2,32	1,53	1,21	2,08	8,4	8,2	0,0
ARE-S4-17	1,15	2,92	80_85	82,50		0,45	83,91	15,64	0,45	3,22	24,36	15,99	28,11	4,91	4,72	1,01	1,59	0,43	1,75	1,22	0,81	0,26	2,91	1,94	1,54	2,28	8,3	8,2	0,0
ARE-S4-18	1,10	2,87	85_90	87,50		2,78	78,66	18,56	2,78	8,71	22,85	11,94	21,78	4,51	5,30	1,32	2,24	0,47	2,09	1,09	1,11	0,26	3,53	1,92	1,82	2,46	8,3	8,2	0,0
ARE-S4-19	1,05	2,82	90_95	92,50		17,02	65,54	17,43	17,02	19,46	16,53	6,39	12,22	3,20	4,29	1,24	2,22	0,73	2,20	0,46	1,14	0,40	4,05	1,32	2,02	2,63	8,3	8,2	0,0
ARE-S4-20	1,00	2,77	95_100	97,50		35,13	52,77	12,10	35,13	29,57	10,24	2,41	4,40	1,47	2,28	0,84	1,56	1,05	1,63	-0,07	0,71	0,69	2,78	0,53	1,47	2,36	8,3	8,2	0,0
ARE-S4-21	0,95	2,72	100_105	102,50		29,10	55,21	15,70	29,10	27,71	12,31	2,76	4,94	1,74	2,76	1,03	1,96	0,95	1,80	0,07	0,85	0,49	3,60	1,03	1,85	2,88	8,3	8,1	0,0
ARE-S4-22	0,90	2,67	105_110	107,50	6398-6285	27,23	52,63	20,14	27,23	19,14	13,64	3,35	6,22	2,33	3,75	1,46	2,73	0,81	2,05	0,31	1,03	0,41	3,87	1,30	1,95	4,17	8,2	8,1	0,0

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 10: Mineraloxía de ARE-S4

Mostra	Semicuantitativa				Cuantitativa (%)					
	Cuarzo	Feldespato	Mica	Calcita	Cuarzo	Feldespato	Mica	Calcita	Feldespato potásico	Plaxioclasas
ARE-S4-1	XX	XXX			42	58			44	14
ARE-S4-2	XX	XXX			34	66			60	6
ARE-S4-3	XXX	XX			60	40			23	17
ARE-S4-4	XX	XXX			36	64			52	12
ARE-S4-5	XX	XXX			34	66			55	11
ARE-S4-6	XX	XXX	T	T	39	57	2	2	41	16
ARE-S4-7	XX	XXX	T		29	67	4		56	11
ARE-S4-8	XX	XXX			35	65			49	16
ARE-S4-9	XX	XXX			41	57	2		48	8
ARE-S4-10	XX	XXX			41	59			31	28
ARE-S4-11	XX	XXX			37	63			45	18
ARE-S4-12	XX	XXX			26	74			72	12
ARE-S4-13	XX	XXX			37	63			40	23
ARE-S4-14	XX	XXX			43	57			42	15
ARE-S4-15	XX	XXX			24	76			40	36
ARE-S4-16	XXX	XXX-			55	45			31	14
ARE-S4-17	XX	XXX			40	60			31	29
ARE-S4-18	XXX	XX			55	45			25	20
ARE-S4-19	XX	XXX			35	65			49	16
ARE-S4-20	XX	XXX			37	63			31	32
ARE-S4-21	XX	XXX			32	65	3		37	28
ARE-S4-22	XX	XXX			33	67			30	37

XXX: Abundante XX: Frecuente X: Presente T: Trazas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 11: Datos sedimentolóxicos ARE-M4-III

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Anos BP (2 sigma)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Só con Gravas e Areas: Tamaño medio (mm)	Só con Gravas e Areas: Selección (mm)	Só con Gravas e Areas: Tamaño medio (phi)	Só con Gravas e Areas: Selección (phi)	Calculado con todas as fraccións: Tamaño medio (mm)	Calculado con todas as fraccións: Selección (mm)	Calculado con todas as fraccións: Tamaño medio (phi)	Calculado con todas as fraccións: Selección (phi)	LOI (%)	pH en auga	pH ClK	$CaCO_3$ (%)
ARE-M4-III-1	4,37	6,15	0_10	5,0		0,31	97,47	2,23	0,31	0,18	5,79	12,56	57,88	15,03	5,51	0,27	0,25	0,31	1,39	1,68	0,48	0,31	1,44	1,70	0,52	1,4	8,2	8,0	20,4
ARE-M4-III-2	4,27	6,05	10_25	17,5		0,20	96,11	3,69	0,20	0,10	8,35	17,14	55,45	10,47	3,95	0,30	0,36	0,34	1,40	1,57	0,49	0,33	1,50	1,61	0,59	2,8	8,2	7,8	19,5
ARE-M4-III-3	4,12	5,90	25_40	32,5		0,02	98,35	1,63	0,02	0,11	12,13	21,13	53,36	8,58	2,86	0,09	0,09	0,35	1,42	1,51	0,51	0,35	1,43	1,52	0,52	0,8	8,5	8,4	18,6
ARE-M4-III-4	3,97	5,75	40_55	47,5		0,08	98,15	1,77	0,08	1,31	23,52	22,78	41,87	6,28	2,23	0,10	0,08	0,41	1,55	1,28	0,63	0,41	1,56	1,30	0,64	0,8	8,8	8,5	24,0
ARE-M4-III-5	3,82	5,60	55_70	62,5		0,53	97,12	2,35	0,53	1,10	20,63	18,32	44,42	8,50	3,69	0,26	0,21	0,39	1,56	1,36	0,64	0,38	1,61	1,38	0,69	0,9	8,7	8,4	24,3
ARE-M4-III-6	3,67	5,45	70_85	77,5		0,11	96,84	3,05	0,11	0,66	16,69	17,55	45,50	10,21	5,37	0,47	0,40	0,36	1,55	1,48	0,62	0,35	1,62	1,52	0,69	0,9	8,8	8,4	27,5
ARE-M4-III-7	3,62	5,40	85_90	87,5		0,06	96,94	3,01	0,06	0,85	14,01	16,45	47,99	11,42	5,52	0,39	0,30	0,34	1,51	1,55	0,60	0,33	1,58	1,58	0,66	0,9	8,7	8,5	24,6
ARE-M4-III-8	3,57	5,35	90_95	92,5		0,12	97,00	2,88	0,12	2,41	22,62	17,97	41,58	8,05	3,69	0,34	0,36	0,40	1,60	1,31	0,68	0,40	1,68	1,34	0,75	0,8	9,0	8,5	19,0
ARE-M4-III-9	3,52	5,30	95_100	97,5		0,39	98,96	0,65	0,39	1,94	21,96	20,34	43,81	7,26	2,96	0,32	0,36	0,40	1,57	1,31	0,65	0,40	1,58	1,32	0,66	0,8	8,7	8,4	12,2
ARE-M4-III-10	3,47	5,25	100_105	102,5		1,76	97,07	1,17	1,76	0,91	18,43	23,83	43,49	5,70	3,27	0,58	0,87	0,39	1,55	1,34	0,63	0,39	1,58	1,35	0,66	0,7	8,6	8,1	3,2
ARE-M4-III-11	3,42	5,20	105_110	107,5	2277-2153	0,31	98,86	0,83	0,31	0,44	16,03	25,25	46,56	6,05	3,50	0,47	0,57	0,37	1,47	1,43	0,55	0,37	1,48	1,44	0,57	0,6	8,2	8,1	1,4
ARE-M4-III-12	3,37	5,15	110_115	112,5		0,14	99,05	0,80	0,14	0,50	18,15	25,15	45,04	5,65	3,52	0,46	0,59	0,38	1,50	1,39	0,58	0,38	1,51	1,39	0,60	0,4	7,8	7,7	0,8
ARE-M4-III-13	3,32	5,10	115_120	117,5		0,06	97,30	2,64	0,06	0,14	13,93	23,41	47,26	6,69	4,67	0,59	0,62	0,36	1,47	1,49	0,56	0,35	1,53	1,51	0,62	0,4	7,5	7,3	0,7
ARE-M4-III-14	3,27	5,05	120_125	122,5		0,05	99,21	0,74	0,05	0,22	12,59	22,19	49,12	7,95	5,61	0,74	0,80	0,35	1,49	1,52	0,57	0,35	1,50	1,52	0,59	0,4	7,1	7,2	0,7
ARE-M4-III-15	3,22	5,00	125_130	127,5		0,04	99,39	0,57	0,04	0,15	14,07	24,27	48,11	6,92	4,82	0,53	0,52	0,36	1,47	1,49	0,55	0,36	1,48	1,49	0,57	0,3	6,9	7,3	0,6
ARE-M4-III-16	3,17	4,95	130_135	132,5		0,02	99,51	0,47	0,02	0,17	16,43	26,39	47,25	5,47	3,17	0,31	0,33	0,37	1,45	1,43	0,53	0,37	1,45	1,43	0,54	0,3	7,1	7,2	0,5
ARE-M4-III-17	3,12	4,90	135_140	137,5		0,01	99,59	0,40	0,01	0,13	16,07	28,03	46,41	5,10	3,10	0,35	0,41	0,37	1,44	1,43	0,52	0,37	1,44	1,43	0,53	0,3	7,0	7,3	0,3
ARE-M4-III-18	3,07	4,85	140_145	142,5		0,01	99,72	0,26	0,01	0,09	16,09	28,11	47,26	5,08	2,64	0,23	0,23	0,37	1,43	1,43	0,51	0,37	1,43	1,43	0,52	0,3	7,2	7,4	0,0
ARE-M4-III-19	3,02	4,80	145_150	147,5		0,01	99,61	0,39	0,01	0,13	17,66	28,53	44,87	5,11	2,74	0,26	0,32	0,38	1,46	1,39	0,54	0,38	1,46	1,39	0,55	0,3	7,3	7,3	0,0
ARE-M4-III-20	2,97	4,75	150_155	152,5		0,05	99,57	0,38	0,05	0,23	19,62	27,46	42,47	5,47	3,35	0,43	0,55	0,39	1,50	1,35	0,59	0,39	1,50	1,36	0,59	0,4	7,3	7,4	0,0
ARE-M4-III-21	2,92	4,70	155_160	157,5		0,10	99,29	0,61	0,10	0,16	14,77	26,32	47,26	6,38	3,63	0,37	0,40	0,36	1,44	1,46	0,53	0,36	1,45	1,46	0,53	0,6	7,4	7,5	0,0
ARE-M4-III-22	2,87	4,65	160_165	162,5		0,15	98,62	1,23	0,15	0,34	17,00	25,01	45,48	6,22	3,61	0,41	0,56	0,37	1,48	1,42	0,57	0,37	1,51	1,43	0,59	0,9	7,4	7,5	0,0
ARE-M4-III-23	2,82	4,60	165_170	167,5	3610-3450	0,18	98,27	1,55	0,18	0,49	17,98	24,29	43,37	6,58	4,28	0,54	0,73	0,38	1,52	1,40	0,61	0,37	1,56	1,42	0,64	1,2	7,8	7,5	0,0
ARE-M4-III-24	2,77	4,55	170_175	172,5		3,96	78,35	17,68	3,96	4,44	14,87	13,50	29,35	5,62	6,14	1,56	2,87	0,40	2,11	1,31	1,07	0,24	3,10	2,05	1,63	2,5	7,8	7,4	0,0
ARE-M4-III-25	2,72	4,50	175_180	177,5		5,49	71,21	23,30	5,49	5,94	14,94	10,16	22,36	5,32	6,85	1,97	3,67	0,42	2,26	1,26	1,18	0,24	3,31	2,04	1,73	3,2	8,0	7,3	0,0
ARE-M4-III-26	2,67	4,45	180_185	182,5		5,62	66,07	28,31	5,62	7,49	15,81	7,77	16,61	4,94	6,74	2,31	4,40	0,44	2,47	1,20	1,30	0,24	3,41	2,06	1,77	3,6	7,8	7,3	0,0
ARE-M4-III-27	2,62	4,40	185_190	187,5		6,72	62,22	31,06	6,72	9,14	16,22	5,84	12,22	4,54	7,01	2,44	4,81	0,47	2,64	1,08	1,40	0,24	3,47	2,05	1,80	3,8	7,7	7,3	0,0
ARE-M4-III-28	2,57	4,35	190_195	192,5		11,99	56,93	31,08	11,99	8,56	14,73	4,79	9,98	4,18	6,74	2,58	5,37	0,53	2,80	0,91	1,49	0,27	3,68	1,87	1,88	4,0	8,1	7,3	0,0
ARE-M4-III-29	2,52	4,30	195_200	197,5		9,51	57,45	33,04	9,51	10,34	14,27	4,53	9,19	3,96	6,75	2,77	5,63	0,52	2,85	0,95	1,51	0,25	3,63	1,99	1,86	4,4	8,0	7,3	0,0
ARE-M4-III-30	2,47	4,25	200_205	202,5		10,85	56,89	32,26	10,85	11,33	14,24	4,26	8,92	3,73	6,31	2,65	5,45	0,56	2,86	0,84	1,52	0,27	3,71	1,88	1,89	4,6	8,3	7,3	0,0
ARE-M4-III-31	2,42	4,20	205_210	207,5	5892-5659	26,30	49,77	23,93	26,30	14,45	11,75	3,33	6,77	2,75	4,62	1,98	4,12	0,71	2,28	0,50	1,19	0,37	3,61	1,43	1,85	4,5	8,0	7,4	0,0
ARE-M4-III-32	2,37	4,15	210_215	212,5		29,00	49,23	21,77	29,00	16,39	10,67	3,09	6,19	2,53	4,34	1,96	4,06	0,75	2,22	0,41	1,15	0,40	3,55	1,32	1,83	3,8	7,9	7,3	0,0
ARE-M4-III-33	2,32	4,10	215_220	217,5		24,14	51,90	23,96	24,14	16,97	10,84	3,35	6,87	2,68	4,63	2,10	4,46	0,70	2,33	0,51	1,22	0,37	3,65	1,42	1,87	3,9	8,1	7,4	0,0
ARE-M4-III-34	2,27	4,05	220_225	222,5		27,80	48,51	23,70	27,80	13,78	10,33	3,32	6,80	2,76	4,76	2,17	4,59	0,70	2,32	0,52	1,21	0,37	3,58	1,45	1,84	4,1	7,9	7,3	0,0

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 12: Análise elemental e malacofauna de ARE-M4-III

								Identificación malacofauna		
Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Anos BP (2 sigma)	N (%)	C (%)	S (%)	Theba pisana (Nº exemplares)	Cochlicella acuta (Nº exemplares)	Cochlicella ventricosa (Nº exemplares)
ARE-M4-III-1	4,28	6,05	0_10		0,11	3,18	0,04	22	10	42
ARE-M4-III-2	4,27	6,05	10_25		0,04	2,70	0,02	54		32
ARE-M4-III-3	4,12	5,90	25_40		0,02	2,23	0,03			3
ARE-M4-III-4	3,97	5,75	40_55		0,01	2,86	0,03	1	3	3
ARE-M4-III-5	3,82	5,60	55_70		0,02	3,15	0,03	5		3
ARE-M4-III-6	3,67	5,45	70_85		0,02	3,35	0,04	1		
ARE-M4-III-7	3,62	5,40	85_90		0,01	3,07	0,03	2		
ARE-M4-III-8	3,57	5,35	90_95		0,01	2,57	0,02	1		
ARE-M4-III-9	3,52	5,30	95_100		0,01	1,55	0,02	2		1
ARE-M4-III-10	3,47	5,25	100_105		0,02	0,60	0,00			
ARE-M4-III-11	3,42	5,20	105_110	2277-2153	0,00	0,42	0,01			
ARE-M4-III-12	3,37	5,15	110_115		0,00	0,34	0,00			
ARE-M4-III-13	3,32	5,10	115_120		0,00	0,30	0,01			
ARE-M4-III-14	3,27	5,05	120_125		0,00	0,27	0,00			
ARE-M4-III-15	3,22	5,00	125_130		0,00	0,29	0,00			
ARE-M4-III-16	3,17	4,95	130_135		0,00	0,25	0,00			
ARE-M4-III-17	3,12	4,90	135_140		0,00	0,26	0,00			
ARE-M4-III-18	3,07	4,85	140_145		0,00	0,24	0,00			
ARE-M4-III-19	3,02	4,80	145_150		0,00	0,25	0,00			
ARE-M4-III-20	2,97	4,75	150_155		0,00	0,27	0,00			
ARE-M4-III-21	2,92	4,70	155_160		0,00	0,38	0,00			
ARE-M4-III-22	2,87	4,65	160_165		0,00	0,47	0,01			
ARE-M4-III-23	2,82	4,60	165_170	3610-3450	0,02	0,65	0,00			
ARE-M4-III-24	2,77	4,55	170_175		0,06	1,13	0,01			
ARE-M4-III-25	2,72	4,50	175_180		0,08	1,35	0,01			
ARE-M4-III-26	2,67	4,45	180_185		0,09	1,50	0,01			
ARE-M4-III-27	2,62	4,40	185_190		0,10	1,55	0,02			
ARE-M4-III-28	2,57	4,35	190_195		0,09	1,61	0,01			
ARE-M4-III-29	2,52	4,30	195_200		0,11	1,67	0,02			
ARE-M4-III-30	2,47	4,25	200_205		0,09	1,72	0,01			
ARE-M4-III-31	2,42	4,20	205_210	5892-5659	0,09	1,69	0,02			
ARE-M4-III-32	2,37	4,15	210_215		0,06	1,25	0,01			
ARE-M4-III-33	2,32	4,10	215_220		0,07	1,20	0,01			
ARE-M4-III-34	2,27	4,05	220_225		0,06	1,06	0,01			

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 13: Morfometría de ARE-M4-III (I)

Mostra	Fracción	Forma (%)			Esférico /%)	Cor (%)		Brillo (%)		Bioxénico (%)	Fragmento (%)		Mineral (%)			
		Redondeada	Subredondeada	Angulosa		Clara	Escura	Brillante	Mate		Granítico	Aplita	Cuarzo e Feldespato	Mica Biotita	Mica Moscovita	Opaco
ARE-M4-III-1	1 mm	2,9	23,5	73,5	0,0	97,1	2,9	50,0	50,0	91,2	0,0	0,0	8,8	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	11,0	28,0	61,0	0,0	98,0	2,0	79,0	21,0	31,0	6,0	0,0	60,0	1,0	1,0	1,0
	0,25mm	3,0	31,0	66,0	0,0	99,0	1,0	83,0	17,0	9,0	1,0	0,0	89,0	0,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-2	1 mm	19,4	32,3	48,4	0,0	100,0	0,0	3,2	0,0	96,8	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	4,0	26,0	70,0	0,0	81,0	3,0	78,0	3,0	19,0	1,0	0,0	79,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	3,0	28,0	69,0	0,0	87,0	2,0	87,0	2,0	11,0	3,0	0,0	84,0	1,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-3	1 mm	5,9	14,7	79,4	0,0	100,0	0,0	14,7	85,3	94,1	0,0	0,0	5,9	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	7,0	21,0	72,0	0,0	99,0	1,0	91,0	9,0	9,0	2,0	0,0	87,0	0,0	1,0	1,0
	0,25mm	1,0	22,0	77,0	0,0	99,0	1,0	87,0	13,0	14,0	2,0	0,0	83,0	0,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-4	1 mm	1,0	26,0	73,0	0,0	99,0	1,0	53,0	47,0	61,0	2,0	0,0	37,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	10,0	36,0	54,0	0,0	99,0	1,0	88,0	12,0	18,0	1,0	0,0	79,0	0,0	1,0	1,0
	0,25mm	2,0	34,0	64,0	0,0	97,0	3,0	86,0	14,0	20,0	0,0	0,0	76,0	0,0	1,0	3,0
ARE-M4-III-5	1 mm	2,0	24,0	74,0	0,0	99,0	1,0	67,0	33,0	28,0	5,0	0,0	67,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	4,0	33,0	63,0	0,0	98,0	2,0	91,0	9,0	22,0	2,0	0,0	71,0	1,0	3,0	1,0
	0,25mm	10,0	22,0	68,0	0,0	97,0	3,0	85,0	15,0	15,0	3,0	0,0	79,0	2,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-6	1 mm	18,0	36,0	46,0	0,0	98,0	2,0	45,0	55,0	62,0	5,0	0,0	33,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	7,0	22,0	71,0	0,0	100,0	0,0	83,0	17,0	22,0	4,0	0,0	74,0	0,0	0,0	0,0
	0,25mm	7,0	19,0	74,0	1,0	96,0	4,0	85,0	15,0	23,0	2,0	0,0	70,0	2,0	2,0	1,0
ARE-M4-III-7	1 mm	7,0	30,0	63,0	0,0	98,0	2,0	60,0	40,0	46,0	4,0	0,0	50,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	5,0	28,0	67,0	0,0	99,0	1,0	79,0	21,0	29,0	1,0	0,0	68,0	1,0	1,0	0,0
	0,25mm	4,0	26,0	70,0	0,0	100,0	0,0	86,0	14,0	26,0	1,0	0,0	72,0	0,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-8	1 mm	7,0	29,0	64,0	0,0	100,0	0,0	64,0	36,0	40,0	3,0	0,0	57,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	7,0	23,0	70,0	0,0	99,0	1,0	88,0	12,0	20,0	4,0	0,0	75,0	0,0	0,0	1,0
	0,25mm	5,0	19,0	75,0	0,0	99,0	1,0	85,0	15,0	24,0	3,0	0,0	71,0	0,0	2,0	0,0
ARE-M4-III-9	1 mm	5,0	17,0	78,0	0,0	80,0	0,0	70,0	10,0	20,0	13,0	0,0	67,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	6,0	25,0	69,0	0,0	87,0	1,0	82,0	6,0	12,0	5,0	0,0	82,0	1,0	0,0	0,0
	0,25mm	6,0	25,0	69,0	0,0	83,0	1,0	77,0	7,0	16,0	6,0	0,0	76,0	1,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-10	1 mm	7,0	24,0	69,0	0,0	90,0	0,0	79,0	11,0	10,0	11,0	0,0	79,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	1,0	21,0	78,0	0,0	93,0	1,0	93,0	1,0	6,0	1,0	0,0	91,0	0,0	1,0	1,0
	0,25mm	3,0	23,0	74,0	0,0	93,0	3,0	91,0	5,0	4,0	3,0	0,0	89,0	1,0	1,0	2,0
ARE-M4-III-11	1 mm	1,9	35,2	63,0	0,0	98,1	0,0	75,9	22,2	1,9	16,7	0,0	81,4	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	6,0	28,0	66,0	1,0	99,0	0,0	93,0	6,0	1,0	4,0	0,0	95,0	0,0	0,0	0,0
	0,25mm	2,0	20,0	78,0	0,0	96,0	2,0	98,0	0,0	2,0	3,0	0,0	93,0	0,0	1,0	1,0
ARE-M4-III-12	1 mm	1,0	10,0	89,0	0,0	98,0	0,0	87,0	11,0	2,0	16,0	0,0	81,0	0,0	1,0	0,0
	0,4 mm	0,0	15,0	85,0	0,0	100,0	0,0	97,0	3,0	0,0	5,0	0,0	93,0	0,0	2,0	0,0
	0,25mm	2,0	15,0	83,0	1,0	99,0	1,0	94,0	6,0	0,0	1,0	0,0	98,0	0,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-13	1 mm	0,0	20,0	80,0	0,0	96,7	0,0	96,7	0,0	3,3	10,0	0,0	86,7	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	23,0	75,0	0,0	99,0	0,0	98,0	1,0	1,0	2,0	0,0	96,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	2,0	20,0	78,0	1,0	100,0	0,0	96,0	4,0	0,0	2,0	0,0	98,0	0,0	0,0	0,0
ARE-M4-III-14	1 mm	4,8	33,3	61,9	0,0	95,2	4,8	81,0	19,0	0,0	19,0	2,4	73,8	4,8	0,0	0,0
	0,4 mm	3,0	21,0	76,0	1,0	100,0	0,0	94,0	6,0	0,0	2,0	0,0	97,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	5,0	23,0	72,0	0,0	98,0	2,0	95,0	5,0	0,0	3,0	0,0	94,0	0,0	1,0	2,0
ARE-M4-III-15	1 mm	0,0	15,4	84,6	0,0	96,2	0,0	84,6	11,5	3,8	15,4	0,0	80,8	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	4,0	11,0	85,0	1,0	98,0	1,0	97,0	2,0	1,0	2,0	1,0	94,0	0,0	1,0	1,0
	0,25mm	0,0	16,0	84,0	0,0	98,0	1,0	92,0	7,0	1,0	3,0	0,0	94,0	0,0	1,0	1,0
ARE-M4-III-16	1 mm	0,0	9,1	90,9	0,0	100,0	0,0	87,9	12,1	0,0	33,3	0,0	66,7	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	12,0	86,0	0,0	100,0	0,0	97,0	3,0	0,0	6,0	2,0	92,0	0,0	0,0	0,0
	0,25mm	0,0	6,0	94,0	0,0	98,0	2,0	98,0	2,0	0,0	0,0	1,0	97,0	1,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-17	1 mm	0,0	7,4	92,6	0,0	100,0	0,0	92,6	7,4	0,0	33,3	0,0	66,7	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	9,0	89,0	0,0	98,0	2,0	94,0	6,0	0,0	5,0	3,0	91,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	6,0	16,0	78,0	1,0	98,0	2,0	99,0	1,0	0,0	6,0	2,0	90,0	1,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-18	1 mm	0,0	5,9	94,1	0,0	100,0	0,0	94,1	5,9	0,0	5,9	0,0	94,1	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	15,0	83,0	1,0	98,0	2,0	98,0	2,0	0,0	4,0	0,0	95,0	1,0	0,0	0,0
	0,25mm	5,0	9,0	86,0	1,0	99,0	1,0	99,0	1,0	0,0	4,0	4,0	91,0	1,0	0,0	0,0
ARE-M4-III-19	1 mm	0,0	10,5	89,5	0,0	100,0	0,0	78,9	21,1	0,0	42,1	0,0	57,9	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	3,0	12,0	85,0	0,0	98,0	2,0	99,0	1,0	0,0	5,0	1,0	91,0	0,0	2,0	1,0
	0,25mm	2,0	11,0	87,0	0,0	99,0	1,0	99,0	1,0	0,0	3,0	3,0	92,0	0,0	1,0	1,0
ARE-M4-III-20	1 mm	0,0	5,9	94,1	0,0	100,0	0,0	96,1	3,9	0,0	21,6	0,0	78,4	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	6,0	92,0	1,0	100,0	0,0	98,0	2,0	0,0	10,0	2,0	87,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	2,0	10,0	88,0	0,0	99,0	1,0	99,0	1,0	0,0	3,0	3,0	92,0	0,0	1,0	1,0
ARE-M4-III-21	1 mm	0,0	4,5	95,5	0,0	100,0	0,0	77,3	22,7	0,0	27,3	0,0	72,7	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	1,0	15,0	84,0	0,0	99,0	1,0	96,0	4,0	0,0	1,0	1,0	96,0	0,0	1,0	1,0
	0,25mm	3,0	5,0	92,0	1,0	98,0	2,0	96,0	4,0	0,0	1,0	6,0	92,0	0,0	0,0	1,0

Anexo II. Táboa 14: Morfometría de ARE-M4-III (II)

Mostra	Fracción	Forma (%)			Esferérico /%)	Cor (%)		Brillo (%)		Bioxénico (%)	Fragmento (%)		Mineral (%)			
		Redondeada	Subredondeada	Angulosa		Clara	Escura	Brillante	Mate		Granítico	Aplita	Cuarzo e Feldespato	Mica Biotita	Mica Moscovita	Opaco
ARE-M4-III-22	1 mm	1,6	1,6	96,7	0,0	98,4	1,6	88,5	11,5	0,0	16,4	0,0	83,6	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	3,0	9,0	88,0	1,0	100,0	0,0	94,0	6,0	0,0	4,0	2,0	93,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	1,0	10,0	89,0	0,0	99,0	1,0	97,0	3,0	0,0	4,0	1,0	94,0	0,0	0,0	1,0
ARE-M4-III-23	1 mm	1,2	4,8	94,0	0,0	100,0	0,0	91,7	8,3	0,0	15,5	0,0	83,3	0,0	1,2	0,0
	0,4 mm	2,0	11,0	87,0	0,0	100,0	0,0	95,0	5,0	0,0	3,0	2,0	94,0	0,0	1,0	0,0
	0,25mm	3,0	17,0	80,0	1,0	99,0	1,0	97,0	3,0	0,0	1,0	4,0	92,0	0,0	2,0	1,0
ARE-M4-III-24	1 mm	0,0	3,0	97,0	0,0	99,0	1,0	87,0	13,0	0,0	10,0	1,0	88,0	1,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	7,0	91,0	1,0	98,0	2,0	99,0	1,0	0,0	3,0	1,0	94,0	2,0	0,0	0,0
	0,25mm	1,0	7,0	92,0	1,0	99,0	1,0	94,0	6,0	0,0	1,0	1,0	98,0	0,0	0,0	0,0
ARE-M4-III-25	1 mm	0,0	1,0	99,0	0,0	100,0	0,0	85,0	15,0	0,0	12,0	0,0	88,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	1,0	5,0	94,0	1,0	99,0	1,0	97,0	3,0	0,0	7,0	1,0	91,0	1,0	0,0	0,0
	0,25mm	3,0	5,0	92,0	2,0	100,0	0,0	93,0	7,0	0,0	1,0	1,0	97,0	0,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-26	1 mm	0,0	1,0	99,0	0,0	100,0	0,0	90,0	10,0	0,0	15,0	1,0	84,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	0,0	6,0	94,0	0,0	98,0	2,0	91,0	9,0	0,0	5,0	3,0	90,0	1,0	1,0	0,0
	0,25mm	2,0	3,0	95,0	0,0	97,0	3,0	97,0	3,0	0,0	3,0	2,0	92,0	2,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-27	1 mm	0,0	0,0	100,0	0,0	99,0	1,0	96,0	14,0	0,0	19,0	1,0	80,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	5,0	5,0	90,0	0,0	99,0	1,0	90,0	10,0	0,0	5,0	2,0	92,0	1,0	0,0	0,0
	0,25mm	2,0	7,0	91,0	1,0	98,0	2,0	93,0	7,0	0,0	3,0	0,0	95,0	1,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-28	1 mm	0,0	1,0	99,0	0,0	100,0	0,0	94,0	6,0	0,0	17,0	0,0	83,0	0,0	0,0	0,0
	0,4 mm	2,0	8,0	90,0	0,0	96,0	4,0	94,0	6,0	0,0	4,0	1,0	89,0	4,0	2,0	0,0
	0,25mm	4,0	13,0	83,0	0,0	95,0	5,0	94,0	6,0	0,0	1,0	0,0	89,0	4,0	6,0	0,0
ARE-M4-III-29	1 mm	0,0	3,0	97,0	0,0	99,0	1,0	95,0	5,0	0,0	15,0	0,0	84,0	1,0	0,0	0,0
	0,4 mm	4,0	7,0	89,0	1,0	98,0	2,0	91,0	9,0	0,0	1,0	1,0	95,0	1,0	2,0	0,0
	0,25mm	4,0	9,0	87,0	0,0	95,0	5,0	92,0	8,0	0,0	1,0	1,0	92,0	4,0	1,0	1,0
ARE-M4-III-30	1 mm	1,0	2,0	97,0	0,0	99,0	1,0	92,0	8,0	0,0	12,0	0,0	86,0	1,0	1,0	0,0
	0,4 mm	2,0	10,0	88,0	0,0	93,0	7,0	96,0	4,0	0,0	0,0	2,0	88,0	7,0	3,0	0,0
	0,25mm	3,0	7,0	90,0	0,0	97,0	3,0	93,0	7,0	0,0	2,0	0,0	94,0	3,0	1,0	0,0
ARE-M4-III-31	1 mm	0,0	3,0	97,0	0,0	99,0	1,0	94,0	6,0	0,0	17,0	0,0	82,0	0,0	1,0	0,0
	0,4 mm	1,0	8,0	91,0	0,0	94,0	6,0	98,0	2,0	0,0	6,0	1,0	86,0	6,0	1,0	0,0
	0,25mm	5,0	5,0	90,0	0,0	89,0	11,0	92,0	8,0	0,0	4,0	2,0	81,0	10,0	3,0	0,0
ARE-M4-III-32	1 mm	0,0	3,0	97,0	0,0	99,0	1,0	86,0	14,0	0,0	21,0	0,0	78,0	1,0	0,0	0,0
	0,4 mm	5,0	7,0	88,0	2,0	95,0	5,0	88,0	12,0	0,0	6,0	1,0	88,0	4,0	0,0	1,0
	0,25mm	4,0	9,0	87,0	0,0	95,0	5,0	92,0	8,0	0,0	0,0	2,0	91,0	4,0	3,0	0,0
ARE-M4-III-33	1 mm	0,0	1,0	99,0	0,0	99,0	1,0	89,0	11,0	0,0	16,0	0,0	83,0	1,0	0,0	0,0
	0,4 mm	3,0	7,0	90,0	0,0	93,0	7,0	91,0	9,0	0,0	2,0	2,0	88,0	6,0	2,0	0,0
	0,25mm	4,0	7,0	89,0	1,0	93,0	7,0	92,0	8,0	0,0	2,0	1,0	89,0	6,0	2,0	0,0
ARE-M4-III-34	1 mm	0,0	1,0	99,0	0,0	99,0	1,0	91,0	9,0	0,0	18,0	0,0	81,0	1,0	0,0	0,0
	0,4 mm	3,0	6,0	91,0	0,0	93,0	7,0	92,0	8,0	0,0	3,0	0,0	88,0	7,0	2,0	0,0
	0,25mm	4,0	9,0	87,0	2,0	92,0	8,0	91,0	9,0	0,0	0,0	0,0	89,0	8,0	3,0	0,0

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 15: Mineraloxía de ARE-M4-III

Mostra	Semicuantitativa						Cuantitativa (%)					
	Cuarzo	Feldespato	Mica	Calcita	Caolinita	Vermiculita	Cuarzo	Feldespato	Mica	Calcita	Feldespato potásico	Plaxioclasa
ARE-M4-III-1	XXX	XX		X			50	41		9	28	13
ARE-M4-III-2	XX	XX		X			46	44		10	30	14
ARE-M4-III-3	XX	XXX		X			34	57		9	45	12
ARE-M4-III-4	XX	XXX	T	X			33	52	3	12	40	12
ARE-M4-III-5	XX	XX	T	X			40	40	3	16	29	11
ARE-M4-III-6	XX	XXX	T	X			25	55	3	17	40	15
ARE-M4-III-7	XX	XXX	T	X			32	53	2	13	40	12
ARE-M4-III-8	XX	XX	T	X			44	43	3	10	32	11
ARE-M4-III-9	XX	XX	T	X			48	43	2	7	33	10
ARE-M4-III-10	XXX	XX	T	T			59	34	4	3	27	7
ARE-M4-III-11	XXX	XX	T	T			54	42	2	2	32	10
ARE-M4-III-12	XXX	XX					59	41			31	10
ARE-M4-III-13	XX	XXX-					48	52			35	17
ARE-M4-III-14	XXX	XX	T				61	36	3		26	10
ARE-M4-III-15	XXX	XX					54	46			35	11
ARE-M4-III-16	XXX-	XX					52	48			35	13
ARE-M4-III-17	XXX	XX					59	41			32	9
ARE-M4-III-18	XX	XX	T				50	47	3		37	10
ARE-M4-III-19	XXX	XX					63	37			27	10
ARE-M4-III-20	XXX	XX					60	40			31	9
ARE-M4-III-21	XX	XXX	T				41	56	3		44	12
ARE-M4-III-22	XXX	XX					67	33			24	9
ARE-M4-III-23	XXX	XX					58	42			30	12
ARE-M4-III-24	XX	XXX	X				38	54	8		42	12
ARE-M4-III-25	XX	XX	X				41	49	10		34	15
ARE-M4-III-26	XX	XX	X				48	44	8		24	20
ARE-M4-III-27	XXX	XX	X				51	39	10		27	17
ARE-M4-III-28	XX	XXX	X				30	53	17		42	11
ARE-M4-III-29	XX	XX	X				36	49	15		30	18
ARE-M4-III-30	XX	XX	X				35	45	20		26	19
ARE-M4-III-31	XX	XXX	X				32	53	15		32	21
ARE-M4-III-32	XX	XX	X				47	34	19		21	12
ARE-M4-III-33	XX	XX	X		T		36	44	20		28	16
ARE-M4-III-34	XX	XX	X			T	36	45	19		35	10

XXX: Abundante XX: Frecuente X: Presente T: Trazas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 16: Datos sedimentolóxicos de ARE-M4-C

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Tamaño medio (mm)	Clasificación (mm)	Tamaño medio (phi)	Clasificación (phi)	LOI (%)	pH en auga	pH ClK	$CaCO_3$ (%)
ARE-M4-C-1	3,70	5,47	0_5	2,5	0,82	95,77	3,41	0,82	1,38	20,05	19,52	40,84	7,43	4,96	0,14	1,46	0,39	1,62	1,36	0,70	1,48	8,9	8,1	15,2
ARE-M4-C-2	3,65	5,42	5_10	7,50	1,36	96,22	2,42	1,36	2,32	19,23	18,93	40,27	7,28	5,36	1,16	1,67	0,39	1,68	1,35	0,75	1,79	8,7	8,0	11,0
ARE-M4-C-3	3,60	5,37	10_15	12,50	1,57	95,66	2,77	1,57	3,55	23,55	19,34	34,56	6,10	5,06	1,45	2,05	0,42	1,77	1,25	0,82	2,10	8,6	7,8	7,1
ARE-M4-C-4	3,55	5,32	15_20	17,50	1,74	95,13	3,13	1,74	3,07	22,44	20,47	33,77	5,75	5,49	1,66	2,47	0,41	1,77	1,27	0,82	2,42	8,5	7,7	4,3
ARE-M4-C-5	3,50	5,27	20_25	22,50	2,40	95,06	2,54	2,40	3,50	23,63	21,93	34,57	4,95	3,98	1,00	1,49	0,43	1,76	1,20	0,82	2,21	8,3	7,6	3,3
ARE-M4-C-6	3,45	5,22	25_40	32,50	8,27	89,15	2,58	8,27	5,26	19,86	17,80	28,18	5,25	5,82	3,67	3,31	0,44	2,12	1,18	1,08	2,93	8,0	7,5	0,0
ARE-M4-C-7	3,30	5,07	40_45	42,50	9,11	83,11	7,78	9,11	4,59	17,31	16,06	26,63	5,27	6,43	2,52	4,30	0,44	2,17	1,20	1,12	3,10	8,1	7,3	0,0
ARE-M4-C-8	3,25	5,02	45_50	47,50	9,80	82,81	7,40	9,80	5,27	15,62	13,79	26,14	5,97	7,71	3,06	5,23	0,42	2,31	1,25	1,21	3,56	8,2	7,4	0,0
ARE-M4-C-9	3,20	4,97	50_55	52,50	8,38	82,41	9,21	8,38	5,49	16,41	12,84	24,71	6,20	7,98	3,27	5,50	0,40	2,33	1,31	1,22	3,52	7,9	7,3	0,0
ARE-M4-C-10	3,15	4,92	55_60	57,50	6,50	83,04	10,45	6,50	7,72	18,37	11,53	21,84	6,06	8,21	3,49	5,82	0,40	2,42	1,31	1,28	3,49	7,9	7,2	0,0
ARE-M4-C-11	3,10	4,87	60_65	62,50	6,96	81,29	11,75	6,96	6,94	17,15	10,18	20,18	6,52	9,51	4,05	6,75	0,38	2,50	1,40	1,32	3,86	8,1	7,1	0,0
ARE-M4-C-12	3,05	4,82	65_70	67,50	12,67	73,60	13,74	12,67	10,57	16,88	7,87	15,46	5,36	7,99	3,41	6,06	0,52	2,76	0,95	1,47	3,46	8,3	7,1	0,0
ARE-M4-C-13	3,00	4,77	70_75	72,50	14,12	71,59	14,29	14,12	13,02	15,34	6,31	13,01	5,30	8,30	3,74	6,59	0,53	2,84	0,92	1,51	3,28	8,5	7,2	0,0
ARE-M4-C-14	2,95	4,72	75_80	77,50	19,27	67,95	12,78	19,27	10,66	14,11	5,43	12,35	5,74	9,05	3,89	6,72	0,50	2,72	1,00	1,44	3,59	8,7	7,2	0,0
ARE-M4-C-15	2,90	4,67	80_85	82,50	9,83	72,24	17,94	9,83	9,75	15,51	5,48	12,39	6,22	10,31	4,66	7,92	0,43	2,87	1,22	1,52	3,75	8,6	7,2	0,0
ARE-M4-C-16	2,85	4,62	85_90	87,50	7,53	73,61	18,86	7,53	8,91	16,22	5,72	13,65	6,52	10,33	4,33	7,93	0,40	2,77	1,33	1,47	3,92	8,7	7,2	0,0
ARE-M4-C-17	2,80	4,57	90_95	92,50	10,42	72,24	17,34	10,42	10,27	14,25	5,40	13,98	6,82	10,23	4,11	7,17	0,44	2,84	1,17	1,51	3,81	8,5	7,2	0,0
ARE-M4-C-18	2,75	4,52	95_100	97,50	7,94	73,33	18,73	7,94	7,88	15,28	5,68	14,74	7,02	10,85	4,40	7,48	0,39	2,73	1,36	1,45	3,88	8,8	7,4	0,0
ARE-M4-C-19	2,70	4,47	100_105	102,50	3,24	77,34	19,42	3,24	4,54	16,70	6,58	15,79	7,54	12,04	5,16	8,99	0,31	2,60	1,70	1,38	3,90	8,7	7,5	0,0
ARE-M4-C-20	2,65	4,42	105_110	107,50	2,49	76,47	21,05	2,49	3,30	15,15	6,12	15,73	8,07	12,71	5,42	9,97	0,28	2,51	1,82	1,33	3,94	8,6	7,4	0,0
ARE-M4-C-21	2,60	4,37	110_115	112,50	2,42	76,49	21,09	2,42	2,97	14,51	6,05	16,09	7,88	12,95	5,63	10,42	0,28	2,49	1,86	1,31	3,83	8,9	7,7	0,0
ARE-M4-C-22	2,55	4,32	115_120	117,50	3,08	75,30	21,62	3,08	2,83	14,48	6,04	15,50	8,09	12,74	5,47	10,15	0,28	2,55	1,84	1,35	3,62	8,8	7,7	0,0
ARE-M4-C-23	2,5	4,27	120_125	122,5	7,24	76,13	16,62	7,24	8,61	15,01	5,43	13,12	6,42	11,81	5,54	10,20	0,36	2,84	1,48	1,51	2,71	8,9	7,6	0,0
ARE-M4-C-24	2,45	4,22	125_130	127,5	7,86	78,94	13,20	7,86	10,40	14,90	5,70	14,26	6,91	12,57	5,31	8,89	0,38	2,83	1,38	1,50	2,48	8,8	7,5	0,0

Só con Gravas e Areas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 17: Mineraloxía de ARE-M4-C

Mostra	Semicuantitativa				Cuantitativa (%)					
	Cuarzo	Feldespato	Mica	Calcita	Cuarzo	Feldespato	Mica	Calcita	Feldespato potásico	Plaxioclasa
ARE-M4-C-1	XX	XX		X	48	44		8	31	13
ARE-M4-C-2	XXX	XX	T	X	55	38	2	6	28	10
ARE-M4-C-3	XXX	XX		T	56	40		4	28	12
ARE-M4-C-4	XXX	XX	T	T	61	34	2	3	23	11
ARE-M4-C-5	XXX	XX	T		63	35	2		25	10
ARE-M4-C-6	XXX	XX	T		53	45	2		34	11
ARE-M4-C-7	XXX	XX	T		56	42	2		27	15
ARE-M4-C-8	XXX	XX			58	42			26	16
ARE-M4-C-9	XXX	XX			55	45			26	19
ARE-M4-C-10	XXX	XX			57	43			25	18
ARE-M4-C-11	XXX	XX	T		57	39	4		25	14
ARE-M4-C-12	XX	XX	X		50	45	5		26	19
ARE-M4-C-13	XX	XX	X		51	43	6		23	20
ARE-M4-C-14	XX	XX	X		50	44	6		19	25
ARE-M4-C-15	XXX	XX	T		56	40	4		20	20
ARE-M4-C-16	XXX	XX	X		54	41	5		22	19
ARE-M4-C-17	XX	XX	X		51	44	5		25	19
ARE-M4-C-18	XXX-	XX	X		52	42	6		24	18
ARE-M4-C-19	XX	XX	X		49	45	6		25	20
ARE-M4-C-20	XX	XX	X		46	47	6		23	25
ARE-M4-C-21	XXX	XX	T		58	38	4		21	17
ARE-M4-C-22	XXX	XX	X		59	36	5		18	18
ARE-M4-C-23	XXX	XX			59	41			23	18
ARE-M4-C-24	XXX	XX	T		53	43	4		24	19

XXX: Abundante XX: Frecuente X: Presente T: Trazas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 18: Datos sedimentolóxicos de ARE-IN-2

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Anos BP (2 sigma)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos (%)	Arxilas (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Só Areas: Tamaño medio (mm)	Só Areas: Selección (mm)	Calculado con todas as fraccións: Tamaño medio (mm)	Calculado con todas as fraccións: Selección (mm)	Calculado con todas as fraccións: Tamaño medio (phi)	Calculado con todas as fraccións: Selección (phi)	LOI (%)	$CaCO_3$ (%)
ARE-IN-2-1	0,01	1,78	0-4	2,0		0,00	0,00	95,17	4,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,95	6,71	0,96	1,02	0,0
ARE-IN-2-2	-0,04	1,73	4-9	6,5	3475-3370	0,00	24,89	70,35	4,76	8,34	16,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	1,23	0,04	9,40	4,76	3,23	1,56	0,0
ARE-IN-2-3	-0,07	1,70	9-12	10,5		0,00	61,53	37,34	1,13	3,28	30,18	5,70	8,59	2,15	3,29	1,49	6,85	0,44	2,24	0,14	5,73	2,86	2,51	3,68	0,0
ARE-IN-2-4	-0,09	1,68	12-14	13,0		0,00	88,71	11,18	0,11	9,99	59,07	6,85	11,06	1,37	0,27	0,10	0,00	0,70	1,49	0,61	2,71	0,72	1,43	5,93	0,0
ARE-IN-2-5	-0,12	1,65	14-17	15,5		0,00	100,00	0,00	0,00	25,44	74,32	0,23	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,92	1,24	0,92	1,24	0,12	0,31	2,30	0,0
ARE-IN-2-6	-0,14	1,63	17-19	18,0		0,00	94,52	5,04	0,43	10,41	76,50	6,31	1,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	1,30	0,75	2,14	0,42	1,10	2,04	0,0
ARE-IN-2-7	-0,16	1,61	19-21	20,0		0,00	23,62	60,05	16,34	9,25	14,30	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	1,24	0,02	14,25	5,47	3,83	2,11	0,0
ARE-IN-2-8	-0,18	1,59	21-23	22,0	3640-3555	0,00	56,01	34,89	9,11	21,46	34,48	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	1,25	0,15	12,38	2,74	3,63	5,16	0,0
ARE-IN-2-9	-0,20	1,57	23-25	24,0		0,00	58,51	35,51	5,98	9,48	47,98	1,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	1,26	0,15	9,70	2,69	3,28	11,56	0,0
ARE-IN-2-10	-0,22	1,55	25-27	26,0		0,00	66,45	30,06	3,49	2,70	29,01	8,62	13,10	1,90	2,65	1,84	6,62	0,44	2,09	0,13	7,09	2,93	2,82	7,81	0,0
ARE-IN-2-11	-0,24	1,53	27-29	28,0		0,00	76,13	19,73	4,14	3,02	32,43	6,56	9,71	2,94	8,34	4,05	9,08	0,36	2,41	0,12	7,88	3,04	2,98	6,22	0,0
ARE-IN-2-12	-0,26	1,51	29-31	30,0	3975-3835	0,00	79,85	18,71	1,43	3,77	33,09	5,30	11,49	5,16	10,41	3,21	7,43	0,39	2,27	0,23	4,21	2,12	2,07	3,97	0,0
ARE-IN-2-13	-0,28	1,49	31-33	32,0		0,00	76,98	20,86	2,16	2,95	26,86	6,17	14,00	5,13	10,38	3,60	7,89	0,35	2,27	0,18	5,00	2,47	2,32	3,24	0,0
ARE-IN-2-14	-0,29	1,48	33-34	33,5		0,00	82,57	15,74	1,69	4,53	33,19	5,86	13,90	5,42	10,27	3,16	6,23	0,40	2,22	0,25	4,35	1,99	2,12	1,93	0,0
ARE-IN-2-15	-0,31	1,46	34-36	35,0		0,00	2,53	90,75	6,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,53	0,07	1,11	0,01	3,00	6,38	1,58	1,73	0,0
ARE-IN-2-16	-0,33	1,44	36-38	37,0		0,00	0,61	96,89	2,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,07	1,07	0,02	2,16	5,95	1,11	1,64	0,0
ARE-IN-2-17	-0,35	1,42	38-40	39,0		0,00	85,22	14,15	0,63	4,96	37,14	4,95	8,82	4,22	11,28	4,43	9,43	0,39	2,38	0,28	3,43	1,83	1,78	1,65	0,0
ARE-IN-2-18	-0,37	1,40	40-42	41,0		0,00	27,83	67,49	4,68	9,84	17,99	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,98	1,23	0,04	9,51	4,69	3,25	1,32	0,0
ARE-IN-2-19	-0,39	1,38	42-44	43,0		0,00	27,19	69,93	2,88	9,66	17,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,99	1,23	0,04	8,74	4,64	3,12	1,46	0,0
ARE-IN-2-20	-0,41	1,36	44-46	45,0		0,00	20,49	75,28	4,23	6,66	13,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	1,23	0,04	8,99	4,82	3,17	1,69	0,0
ARE-IN-2-21	-0,43	1,34	46-48	47,0		0,00	100,00	0,00	0,00	21,73	77,84	0,43	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	1,24	0,90	1,24	0,16	0,31	1,27	0,0
ARE-IN-2-22	-0,45	1,32	48-50	49,0	3990-3865	0,00	19,91	77,34	2,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	2,32	16,97	0,09	1,22	0,03	2,92	5,26	1,54	2,17	0,0

Anexo II. Táboa 19: Análise elemental de ARE-IN-2

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Si (%)	Al (%)	K (%)	Fe (%)	Ca (%)	Ti (%)	P (%)	Mn (%)	As (%)	Br (%)	Cr (%)	Cu (%)	Ni (%)	Pb (%)	Rb (%)	Sr (%)	Zn (%)	Zr (%)	C (%)	N (%)	S (%)
ARE-IN-2-1	0,01	1,78	0-4	42,51	6,04	3,94	0,42	0,26	0,16	0,02	0,008		0,002	0,0562	0,0004	0,002	0,004	0,02	0,007		0,010	0,3944	0,0234	0,03
ARE-IN-2-2	-0,04	1,73	4-9	40	5,99	3,97	0,36	0,29	0,16	0,03	0,009		0,003	0,0389	0,0003	0,001	0,003	0,02	0,007		0,011	0,7856	0,0625	0,043
ARE-IN-2-3	-0,07	1,70	9-12	33,54	4,76	3,51	0,27	0,18	0,16	0,02	0,007	0,002	0,002	0,0293		0,001	0,003	0,0101	0,002		0,008	1,585	0,1441	0,078
ARE-IN-2-4	-0,09	1,68	12-14	38,92	5,38	3,58	0,51	0,30	0,17	0,03	0,011		0,005	0,0604	0,0004	0,002	0,003	0,0187	0,007	0,0004	0,011	2,711	0,2123	0,144
ARE-IN-2-5	-0,12	1,65	14-17	39,3	5,16	3,49	0,46	0,25	0,17	0,02	0,011		0,004	0,0503	0,0004	0,002	0,003	0,0192	0,007	0,0002	0,010	1,125	0,087	0,085
ARE-IN-2-6	-0,14	1,63	17-19	40,63	5,35	3,64	0,60	0,25	0,17	0,02	0,011		0,003	0,0735	0,0005	0,002	0,003	0,0183	0,006	0,0005	0,010	0,8976	0,0638	0,07
ARE-IN-2-7	-0,16	1,61	19-21	39,39	5,39	3,70	0,60	0,24	0,17	0,02	0,012		0,003	0,0739	0,0003	0,002	0,003	0,019	0,006	0,0003	0,011	0,8496	0,0704	0,079
ARE-IN-2-8	-0,18	1,59	21-23	37,75	5,52	3,74	0,54	0,37	0,17	0,04	0,011		0,005	0,0551	0,0003	0,001	0,003	0,0183	0,008	0,0004	0,011	3,236	0,2641	0,195
ARE-IN-2-9	-0,20	1,57	23-25	31,76	5,44	3,40	0,49	0,54	0,17	0,10	0,010	0,001	0,008	0,0346		0,001	0,003	0,0182	0,011	0,0006	0,012	5,938	0,4434	0,313
ARE-IN-2-10	-0,22	1,55	25-27	34,03	6,04	3,73	0,53	0,44	0,18	0,05	0,009	0,001	0,005	0,0326		0,001	0,003	0,0187	0,010	0,0009	0,012	4,257	0,3195	0,251
ARE-IN-2-11	-0,24	1,53	27-29	34,09	6,09	3,65	0,60	0,39	0,18	0,04	0,010		0,004	0,0355	0,0003	0,001	0,004	0,0198	0,010	0,0008	0,012	2,871	0,203	0,227
ARE-IN-2-12	-0,26	1,51	29-31	35,11	6,48	3,82	0,58	0,37	0,17	0,04	0,010		0,004	0,0384	0,0002	0,001	0,004	0,0202	0,009	0,0009	0,012	2,017	0,1266	0,162
ARE-IN-2-13	-0,28	1,49	31-33	37,93	6,65	4,24	0,64	0,31	0,17	0,03	0,010	0,001	0,003	0,0612	0,0004	0,002	0,004	0,0206	0,008	0,0008	0,011	1,083	0,0608	0,111
ARE-IN-2-14	-0,29	1,48	33-34	38,34	6,62	4,37	0,54	0,30	0,17	0,03	0,009		0,002	0,0425	0,0003	0,001	0,004	0,0211	0,008	0,0006	0,012	0,7027	0,0349	0,079
ARE-IN-2-15	-0,31	1,46	34-36	38,68	6,25	4,11	0,54	0,24	0,16	0,03	0,009	0,001	0,002	0,052		0,001	0,003	0,0195	0,008	0,0006	0,011	0,6587	0,0231	0,071
ARE-IN-2-16	-0,33	1,44	36-38	38,77	6,46	4,15	0,48	0,25	0,16	0,03	0,008		0,002	0,0401	0,0002	0,001	0,004	0,0202	0,008	0,0006	0,011	0,548	0,0077	0,069
ARE-IN-2-17	-0,35	1,42	38-40	36,99	6,46	4,20	0,54	0,28	0,17	0,03	0,009		0,002	0,0369	0,0002	0,001	0,004	0,021	0,009	0,0007	0,011	0,5561	0,0273	0,08
ARE-IN-2-18	-0,37	1,40	40-42	38,45	6,13	4,25	0,52	0,23	0,16	0,02	0,008		0,002	0,0471	0,0002	0,001	0,004	0,0198	0,008	0,0006	0,011	0,5095	0,0061	0,065
ARE-IN-2-19	-0,39	1,38	42-44	38,17	6,05	4,01	0,52	0,24	0,16	0,03	0,008	0,001	0,002	0,0429		0,001	0,003	0,0196	0,008	0,0005	0,010	0,5062	0,0216	0,071
ARE-IN-2-20	-0,41	1,36	44-46	38,57	6,27	4,11	0,68	0,24	0,16	0,03	0,009	0,001	0,002	0,0694	0,0002	0,002	0,003	0,0186	0,007	0,0006	0,010	0,5729	0,0152	0,083
ARE-IN-2-21	-0,43	1,34	46-48	37,91	6,18	3,90	0,69	0,22	0,16	0,03	0,010	0,001	0,002	0,0702	0,0002	0,002	0,003	0,0186	0,007	0,0006	0,010	0,4675	0,0112	0,071
ARE-IN-2-22	-0,45	1,32	48-50	38,2	6,56	4,30	0,66	0,25	0,17	0,03	0,010	0,001	0,002	0,0473	0,0002	0,002	0,004	0,0189	0,007	0,0010	0,011	0,5524	0,0189	0,099

Anexo II. Táboa 20: Mineraloxía ARE-IN-2

Mostra	Semicuantitativa				Cuantitativa (%)					
	Cuarzo	Feldespato	Mica	Caolinita	Cuarzo	Feldespato	Mica	Caolinita	Feldespato potásico	Plaxioclasa
ARE-IN-2-1	XXX	XX	T		58	40	2		29	11
ARE-IN-2-2	XXX	XX	T		54	43	3		33	10
ARE-IN-2-3	XXX	XXX			50	50			37	13
ARE-IN-2-4	XXX	XXX	T		51	46	3		35	11
ARE-IN-2-5	XXX	XX			58	42			31	11
ARE-IN-2-6	XXX	XX	T		64	34	2		25	9
ARE-IN-2-7	XXX	XX	T		59	38	3		28	10
ARE-IN-2-8	XXX	XXX	T		47	51	2		38	13
ARE-IN-2-9	XXX	XXX	T		46	50	4		34	16
ARE-IN-2-10	XXX	XXX	X		41	53	6		38	15
ARE-IN-2-11	XX	XX	X	T	42	48	8	2	36	12
ARE-IN-2-12	XX	XXX	X		27	61	12		43	18
ARE-IN-2-13	XX	XXX	X		23	67	10		46	21
ARE-IN-2-14	XX	XXX	X		40	50	10		36	14
ARE-IN-2-15	XX	XXX	X		34	58	8		43	15
ARE-IN-2-16	XX	XXX	X		32	60	8		43	17
ARE-IN-2-17	XX	XXX	X		33	59	8		43	16
ARE-IN-2-18	XX	XXX	X	T	31	59	8	2	45	14
ARE-IN-2-19	XX	XXX	X		36	52	12		40	12
ARE-IN-2-20	XX	XXX	X	T	31	55	12	2	39	16
ARE-IN-2-21	XX	XXX	X		39	53	8		38	15
ARE-IN-2-22	XX	XXX	X		25	67	8		48	19

XXX: Abundante XX: Frecuente X: Presente T: Trazas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 21: Datos sedimentolóxicos de CI-7

Mostra	Cota (m snmm)	Cota mareal (m snmm)	Profundidade (cm)	Profundidade media (cm)	Anos BP (2 sigma)	Gravas (%)	Areas (%)	Limos e Arxilas (%)	2 mm (%)	1 mm (%)	0,5 mm (%)	0,4 mm (%)	0,25 mm (%)	0,2 mm (%)	0,125 mm (%)	0,1 mm (%)	0,063 mm (%)	Só con Gravas e Areas				Calculado con todas as fraccións				LOI (%)	pH en auga	pH ClK	$CaCO_3$ (%)
																		Tamaño medio (mm)	Clasificación (mm)	Tamaño medio (phi)	Clasificación (phi)	Tamaño medio (mm)	Clasificación (mm)	Tamaño medio (phi)	Clasificación (phi)				
CI-7-1	-0,65	1,12	0_5	2,5		0,05	90,21	9,74	0,05	2,06	17,37	12,73	31,50	12,15	11,07	1,60	1,74	0,34	1,77	1,54	0,83	0,29	2,16	1,78	1,02	12,8	6,5	6,5	2,1
CI-7-2	-0,70	1,07	5_10	7,5		1,36	92,35	6,29	1,36	3,41	21,79	13,20	28,26	11,09	12,15	1,26	1,20	0,37	1,87	1,42	0,90	0,34	2,19	1,56	1,13	2,3	6,3	6,1	0,6
CI-7-3	-0,75	1,02	10_15	12,5		1,11	91,97	6,92	1,11	3,35	26,16	14,61	26,19	9,33	10,01	1,16	1,14	0,40	1,85	1,33	0,89	0,36	2,20	1,48	1,14	1,9	5,1	4,8	0,6
CI-7-4	-0,80	0,97	15_20	17,5		1,16	93,60	5,24	1,16	5,18	27,62	16,13	27,29	8,43	7,46	0,77	0,71	0,43	1,86	1,22	0,90	0,40	2,18	1,31	1,12	1,4	4,2	4,0	0,6
CI-7-5	-0,85	0,92	20_25	22,5		1,28	94,59	4,13	1,28	7,67	28,43	15,70	26,05	8,17	7,07	0,77	0,74	0,45	1,93	1,17	0,95	0,43	2,08	1,23	1,06	1,3	4,2	4,1	0,5
CI-7-6	-0,90	0,87	25_30	27,5	3407 - 3249	6,79	89,72	3,49	6,79	12,26	35,43	15,27	19,36	3,84	2,77	0,38	0,42	0,59	1,93	0,75	0,95	0,57	2,08	0,82	1,06	1,2	7,7	7,5	0,9
CI-7-7	-0,95	0,82	30_35	32,5		15,98	77,38	6,64	15,98	18,26	31,05	10,24	12,30	2,54	1,90	0,44	0,63	0,80	1,96	0,32	0,97	0,74	2,57	0,43	1,36	1,4	8,4	8,2	26,3
CI-7-8	-1,00	0,77	35_40	37,5		9,18	84,91	5,91	9,18	11,76	28,09	11,91	21,98	6,30	3,85	0,47	0,56	0,59	2,04	0,77	1,03	0,54	2,49	0,89	1,17	1,1	8,4	8,4	28,2
CI-7-9	-1,05	0,72	40_45	42,5		11,30	83,31	5,39	11,30	15,15	34,91	10,70	14,79	4,02	2,79	0,39	0,56	0,71	2,01	0,50	1,01	0,65	2,49	0,62	1,32	0,9	8,4	8,4	24,5
CI-7-10	-1,10	0,67	45_50	47,5		9,62	82,80	7,58	9,62	16,17	35,11	11,61	14,13	2,68	2,05	0,46	0,58	0,71	1,94	0,49	0,96	0,64	2,50	0,65	1,32	1,2	8,4	8,4	32,0
CI-7-11	-1,15	0,62	50_55	52,5		17,81	76,22	5,98	17,81	13,41	30,75	12,28	14,28	2,49	1,92	0,46	0,65	0,76	1,94	0,41	0,96	0,71	2,51	0,50	1,33	1,0	8,7	8,7	19,1
CI-7-12	-1,20	0,57	55_60	57,5		17,74	77,74	4,53	17,74	16,50	26,91	11,75	15,34	3,35	2,66	0,53	0,70	0,74	2,01	0,43	1,01	7,08	2,39	0,50	1,26	1,0	8,5	8,5	10,4
CI-7-13	-1,25	0,52	60_65	62,5	5288 - 5155	6,33	72,98	20,69	6,33	7,65	25,58	10,80	17,12	4,94	2,41	1,59	2,90	0,52	2,14	0,93	1,10	0,28	3,38	1,82	1,76	7,8	7,4	7,3	7,6

Anexo II. Táboa 22: Datos sedimentolóxicos de ARO-I

Mostra	ARO-I-1	ARO-I-2	ARO-I-3	ARO-I-4	ARO-I-5	ARO-I-6	ARO-I-7	ARO-I-8	ARO-I-9	ARO-I-10	ARO-I-11	ARO-I-12	ARO-I-13	ARO-I-14	ARO-I-15	ARO-I-16	ARO-I-17
Cota (m snmm)	2,45	2,35	2,30	2,25	2,20	2,15	2,10	1,95	1,90	1,85	1,80	1,75	1,70	1,65	1,60	1,55	1,50
Cota mareal (m snmm)	4,22	4,12	4,07	4,02	3,97	3,92	3,87	3,72	3,67	3,62	3,57	3,52	3,47	3,42	3,37	3,32	3,27
Profundidade (cm)	0_10	10_15	15_20	20_25	25_30	30_35	35_50	50_55	55_60	60_65	65_70	70_75	75_80	80_85	85_90	90_95	95_100
Profundidade media (cm)	7,5	12,5	17,5	22,5	27,5	32,5	42,5	52,5	57,5	62,5	67,5	72,5	77,5	82,5	87,5	92,5	97,5
Anos BP (2 sigma)							1185-1055					1822-1692					
Gravas (%)	3,58	2,19	2,92	5,66	6,98	10,84	47,14	4,25	9,38	0,85	1,32	4,64	18,83	13,95	27,32	16,90	17,96
Areas (%)	89,03	84,37	83,75	76,64	74,51	72,51	37,51	62,58	58,13	64,57	67,28	66,84	60,19	64,22	54,31	64,62	66,20
Limos e Arxilas (%)	7,39	13,44	13,34	17,69	18,51	16,65	15,35	33,17	32,49	34,58	31,40	28,52	20,98	21,83	18,36	18,47	15,84
2 mm (%)	3,58	2,19	2,92	5,66	6,98	10,84	47,14	4,25	9,38	0,85	1,32	4,64	18,83	13,95	27,32	16,90	17,96
1 mm (%)	16,72	16,17	21,00	14,76	11,93	12,68	9,00	7,64	4,72	4,45	4,90	8,19	13,53	22,56	14,53	20,58	21,31
0,5 mm (%)	40,49	38,93	38,96	34,35	33,01	27,49	11,52	21,66	20,67	25,76	29,32	22,84	19,56	17,13	16,16	19,69	20,00
0,4 mm (%)	9,99	8,30	7,21	7,32	7,05	6,36	3,01	5,82	5,83	6,44	6,63	5,69	4,44	3,83	3,89	4,19	4,35
0,25 mm (%)	13,54	11,61	9,31	10,22	10,49	10,48	5,33	10,17	10,12	10,72	10,69	10,26	7,77	6,92	7,05	7,32	7,63
0,2 mm (%)	2,96	2,77	2,16	2,62	2,76	3,20	1,81	3,54	3,49	3,52	3,32	3,88	2,95	2,72	2,59	2,66	2,76
0,125 mm (%)	3,03	3,29	2,53	3,39	3,97	5,27	3,06	6,09	5,96	6,00	5,58	7,17	5,36	4,97	4,62	4,71	4,89
0,1 mm (%)	0,91	1,22	0,93	1,36	1,73	2,41	1,29	2,65	2,53	2,68	2,39	3,12	2,33	2,15	1,93	2,00	1,97
0,063 mm (%)	1,40	2,09	1,65	2,61	3,58	4,63	2,49	5,02	4,81	5,00	4,46	5,68	4,25	3,95	3,54	3,48	3,30
Tamaño medio (mm)	0,63	0,62	0,70	0,64	0,61	0,62	0,96	0,45	0,52	0,40	0,43	0,44	0,64	0,72	0,72	0,73	0,73
Clasificación (mm)	2,03	2,08	2,03	2,19	2,27	2,51	1,83	2,57	2,67	2,34	2,29	2,62	2,41	2,48	2,18	2,32	2,28
Tamaño medio (phi)	0,66	0,70	0,51	0,63	0,70	0,69	0,06	1,17	0,95	1,32	1,21	1,20	0,65	0,47	0,47	0,46	0,45
Clasificación (phi)	1,02	1,06	1,02	1,13	1,19	1,33	0,87	1,36	1,41	1,23	1,20	1,39	1,27	1,31	1,12	1,21	1,19
LOI (%)	2,4	2,9	2,9	3,6	4,6	5,2	5,3	7,6	8,5	9,6	8,8	7,0	4,8	3,8	4,1	4,3	4,4
pH en auga	6,5	6,2	6,0	5,8	5,7	5,9	6,3	6,6	6,6	7,0	6,7	7,1	7,2	7,4	7,1	6,9	6,6
pH ClK	6,1	5,7	5,7	5,6	5,5	5,8	6,1	6,4	5,4	6,8	6,8	6,9	6,9	6,9	6,7	6,5	6,6
$CaCO_3$ (%)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Só con Gravas e Areas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

Anexo II. Táboa 23: Mineraloxía de ARO-I

Mostra	Semicuantitativa				Cuantitativa (%)					
	Cuarzo	Feldespato	Mica	Gibbsita	Cuarzo	Feldespato	Mica	Gibbsita	Feldespato potásico	Plaxioclasa
ARO-I-1	XXX	XX			74	26			19	7
ARO-I-2	XXX	XX			72	28			21	6
ARO-I-3	XXX	XX			75	25			20	5
ARO-I-4	XXX	XX			63	37			30	7
ARO-I-5	XXX	XX			76	26			17	7
ARO-I-6	XXX	XX			73	27			15	12
ARO-I-7	XXX	XX			70	30			20	10
ARO-I-8	XXX	XX			73	27			15	12
ARO-I-9	XXX	XX			64	36			24	12
ARO-I-10	XXX	XX			74	26			13	13
ARO-I-11	XXX	XX			75	25			15	9
ARO-I-12	XXX	XX			71	29			16	13
ARO-I-13	XXX	XX	T		64	33	3		21	12
ARO-I-14	XXX	XX	T		67	31	2		19	12
ARO-I-15	XXX	XX	T		62	36	2		24	12
ARO-I-16	XXX	XX			58	42			24	18
ARO-I-17	XXX	XX	T	T	61	35	2	2	21	14

XXX: Abundante XX: Frecuente X: Presente T: Trazas

USC UNIVERSIDADE DE SANTIAGO DE COMPOSTELA

USC
UNIVERSIDADE
DE SANTIAGO
DE COMPOSTELA

Esta tese céntrase no estudo da morfodinámica, a evolución paleoambiental, os cambios do nivel do mar e a xestión do illote Areoso, situado na parte central da ría de Arousa (NO da Península Ibérica). O elevado valor patrimonial deste enclave singular estase a ver ameazado pola dinámica erosiva e a elevada presión turística durante os meses estivais.
Os resultados obtidos permiten establecer un modelo de xestión enfocado no equilibrio entre conservación e uso público.