



UNIVERSITAT^{DE}
BARCELONA

Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les Illes Balears: anàlisi geomorfològica i morfomètrica

Francesc Xavier Roig i Munar



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 3.0. Spain License.**

BLOCS DE TEMPESTA I TSUNAMI A LES COSTES ROCOSSES DE LES ILLES BALEARS. ANÀLISI GEOMORFOLÒGICA I MORFOMÈTRICA

Francesc Xavier Roig i Munar



Memòria de Tesi Doctoral
Programa de Doctorat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona



geomodels
Institut de recerca



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

RISK NAT - Grup de Recerca en Riscos Naturals
Institut de Recerca Geomodels
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona

BLOCS DE TEMPESTA I TSUNAMI A LES COSTES ROCOSSES DE
LES ILLES BALEARS. ANÀLISI GEOMORFOLÒGICA I
MORFOMÈTRICA

Memòria de Tesi Doctoral presentada per
Francesc Xavier Roig i Munar

Dirigida pel Dr. **Joan Manuel Vilaplana Fernández** i pel Dr. **Antonio Rodríguez Perea**
Programa de Doctorat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona

Francesc Xavier Roig i Munar
Es Migjorn Gran, Menorca, gener 2016

Aquesta tesi s'emmarca dins el Programa de Doctorat de Ciències de la Terra de la Universitat de Barcelona, i ha estat realitzada al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Facultat de Geologia. La tesi està inclosa dins el grup de recerca RISKNAT (Grup de Recerca en Riscos Naturals), que amb aquest treball obre la línia d'investigació sobre geologia, geomorfologia i riscos litorals dins l'àmbit balear.

En aquest gran bassal on juguen nens d'ull fosc,
hi ha tres continents, i un llarg passat d'horrors;
històries d'opressió, profetes, déus i tot.
També un estiu molt bell que no tem la tardor.
Mediterrani al vent.

Hi ha olor de sang flotant en els seus rius,
països castigats, ferits, i morts, i vius;
les illes amb reixats, i murs que són presons.
També un estiu molt bell que no tem la tardor.
Mediterrani al vent.

On el primer colom va néixer sota una ombra,
hi ha sempre un olivar que mor sota les bombes;
i pobles oblidats... la guerra els va segant.
També un estiu molt vell que espera els que vindran.
Mediterrani al vent.

En aquest gran bassal, jugàvem, innocents;
el vent omplia el seny; la salabor, la pell.
Els meus companys de joc s'han fet homes ja grans,
germans d'aquests que us dic, que el món ha abandonat.
Mediterrani al vent.

A sobre el Partenó, el cel era de dol;
i en altres llocs del món, planava el desconsol.
No oblidarem el mal d'Atenes i Barcelona,
malgrat tots els estius que el nostre mar ens dóna.
Mediterrani al vent.

Lletra de la cançó: En el Mediterrani, de Marina Rossell

Pròleg

L'estudi de la geodinàmica, en tots els seus camps, constitueix una línia ben definida al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona. Així mateix l'estudi dels sistemes litorals, en totes les seves formes i processos, també és una línia ben definida, i ja històrica, al Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears. És per açò que d'ençà l'any 2012 s'engegà una línia de treball conjunta amb membres dels dos Departaments d'aquestes dues universitats, amb l'estudi de la dinàmica dels processos geomorfològics relacionats amb la costa rocosa de Menorca, i on els blocs generats per tsunamis eren una part de l'estudi que finalment, han estat l'únic objecte d'estudi d'aquest treball ampliat a totes les illes Balears.

L'equip ajuntà una successió d'antics alumnes, geòlegs i geògrafs, que donà com a resultat la implicació d'un petit grup de recerca no vinculat, com a tal, a cap institució. Aquesta tesi és la conjunció dels estudis geològics i geomorfològics litorals focalitzats en els blocs generats per tsunamis i per grans tempestes.

El tema tractat en aquesta tesi es doncs els blocs de tempesta i de tsunami a les costes rocoses de les illes Balears. L'anàlisi geomorfològica i morfomètrica, neix de la inquietud d'un grup de col·legues arrel d'un viatge al Carib, on s'observaren blocs sobre terrasses litorals, que a Cuba denominaven "*camellones de tormenta*". Es tracta d'acumuls de grans blocs sobre terrasses litorals que s'atribuïen a grans tempestes. També la inquietud esmentada neix de l'observació de blocs de petita mida imbricats als fronts dunars de les platges de Pedernales, República Dominicana, on poguérem observar els dipòsits del tsunami generats al terratrèmol d'Haití de l'any 2010. Un cop a Balears, i amb diferents observacions i visites de camp realitzades a Menorca i Mallorca poguérem observar amb altres ulls aquelles acumuls de blocs sobre costes rocoses. D'aquí ve la inquietud de donar resposta a la similitud dels blocs de Balears amb els *camellones de tormenta* observats a Cuba.

El marc geogràfic d'aquesta tesi era inicialment Menorca, però l'ampliació al conjunt de les Illes Balears ha estat un encert, ja que ha permès relacionar els models numèrics sobre les trajectòries de tsunamis amb les morfometries dels blocs analitzats a totes les costes insulars.

Aquest treball intenta, modestament, i amb els medis disponibles, donar resposta a la presència dels blocs sobre penya-segats, integrant i sintetitzant els treballs realitzats a les quatre illes. Aquesta tesi ha estat ambiciosa en voler respondre moltes preguntes, i molts dubtes, les quals podrien anar sorgint a mesura que es parla amb els col·legues i es realitzen visites de camps a les àrees mostrejades. Però arriba

el moment de tancar la tesi conscients que hauria pogut ser molt més extensa, cercar més testimonis, i analitzar altres tipus de costes, a l'hora que deixant moltes més portes obertes a les causes i als processos que han donat lloc a aquestes morfologies de blocs.

Agraïments

Es aquest tal vegada un dels capítols més senzills i a l'hora més complicats i comprometedors, ja que per molt que t'esforcis sempre deixes algú, o bé poses algú simplement per compromís, per quedar bé. Fer un llistat de persones o personatges seria senzill i tal vegada hipòcrita en alguns casos per la meva part. A més cal agrair també altres aspectes, no tan sols a les persones, que ben segur han ajudat en el desenvolupament d'aquest treball, fets com els llocs de treball, els paisatges, la decoració i l'entorn dels llocs on s'ha redactat, quedat, pres el cafè, parlat o discutit. És per açò que donaré nom als que de forma directa i/o indirecta han contribuït significativament a aquest treball, ja sigui amb les ajudes, consells, discussions, ànims, propostes, bibliografia, mobilitat, o d'altres temes més de caire personal que hagin facilitat la tasca.

En primer lloc he d'agrair a na Victòria i en Xesc, els meus pares, i a Iolanda, la meva germana, per la paciència que han tingut, no sols amb la tesi, si no amb tot plegat.

Els estudis realitzats no haguessin estat possibles sense els suport dels tres eixos més importants, els quals han estat en tot moment disponibles a l'hora de realitzar qualsevol estudi, consulta, canvi, figura, debatre, discutir o resoldre dubtes, per minso que semblés. És per això que és obligat posar nom i llinatges a:

Antonio Rodríguez Perea, qui en primer lloc acceptà de bon grau dirigir-me una segona tesi, sembla que no quedà rodó amb la primera, i amb qui els dubtes amb ell passen de la magnificació d'un problema a l'anècdota d'aquest. A Nué Vilaplana, qui acceptà dirigir-me aquesta tesi, tot i que inicialment no veia clar que els blocs pujaven en lloc de baixar, "era qüestió de gravetat i lògica", com va dir el primer cop. També li he d'agrair que s'hagi "adaptat" a la meva forma de treballar, més caòtica, desorganitzada i no tan reglada com al Principat. A José Ángel Martín, que amb una implicació desinteressada i amb la màxima de les simplicitats, escrites, gràfiques i orals, a l'hora que amb una celeritat poc habitual, ha afavorit l'avanç de tots els treballs presentats aquí.

A Bernadí Gelabert per les aportacions realitzades a algunes de les campanyes de camp realitzades a Mallorca, i per les sanes i profitoses discussions i aportacions a les reunions que fèiem al Departament de Ciències de la Terra de la Univ. de Balears, i on posàvem en comú les evolucions dels estudis de blocs.

A Lluís Gómez-Pujol per ser amb qui vaig compartir el primer treball sobre blocs a Menorca, i per facilitar-me alguns articles sobre costes rocoses.

A Pau Balaguer Huguet per la seva ajuda referent a la classificació de costes

rocoses de les illes Balears.

A Carmen Garriga Sintès, per la seva ajuda desinteressada en el treball de camp, amb la recollida de dades a moltes de les àrees de mostreig de Menorca, així com la seva implicació en un tema que li és força aliè, desconegut i estrany, com ella diu, tot i que s'autodenomini “profana en aquesta ciència que l'estira”.

A Eulàlia Massana, per facilitar-me la tasca informàtica en la presentació dels blocs de tsunamis a les Jornades de Lorca (Murcia), i a Javier Lario, qui a les mateixes jornades va facilitar-me uns articles recents que han ajudat de forma considerable als resultats obtinguts en la morfometria de blocs.

A Manuel Triay per acompanyar-me a algunes àrees d'estudi i per ser, com diu la seva filla Àngela, un bon deixeble.

A José Ramón Mateos qui m'ajuda a realitzar algunes localitzacions de blocs antropitzats i de tempesta a l'illa de Formentera.

A Jaume Vicens per la recerca conjunta de blocs de tsunami a la costa rocosa de Girona, i per facilitar-me fotos dels blocs de sa Ràpita, així com per l'ajuda en el treball de camp a s'Estalella, Mallorca.

A Marta Puiguriquer i Roger Mata per compartir geomoments on els tsunamis han pres un protagonisme inicialment anecdòtic i finalment entusiasta, fins el punt en que decidirem incloure'ls a la guia de geologia i geomorfologia de Menorca i de Pitiüses.

A Àngels Codina Relat per l'ajuda en la mesura de blocs a Eivissa i Ses Salines, Mallorca, i el suport per continuar amb aquesta “història” en alguns moments de feblesa. També li he d'agrir moments en que ha estat capaç d'escoltar temes i termes que no acaben d'encaixar dins un context col·loquial, i que simplement..., li fan gràcia.

A Maria Rosa Oliveres per deixar-me la casa de Girona en plena fase de redacció dels resultats i on vaig tancar els capítols I, II i III, i especialment les figures dels perfils, el que suposà fer-li net, *ipso facto*, els vidres del balcó.

A tots els historiadors que m'han ajudat a cercar referències sobre “maremotos”, grans ones o tsunamis a les Illes Balears, com són Miquel Àngel Casesnoves, Ismael Moll Pelegrí, Miquel Marques, Alfons Méndez i Florenci Sastre a Menorca. A Bartomeu Beltran, Magdalena Salas, Damià Ramis i Antoni Mas Forners a Mallorca. I a Antoni Ferrer Abarzuza i Artur Parron a les Pitiüses.

A Joana Vicens, del Parc Natural de Mondragó, Mallorca, per trobar-me la revista de les festes patronals de Calonge on sortia la cita del tsunami de 1756 que afectà cala Llonga.

A Javier Gómez, Raül Luna i Antoni Tur per la informació referent als intercanvis de blocs entre Formentera i Eivissa, i per les dades de les embarcacions

com la “Reina del Mar”, que han ajudat a aportar una dada interessant sobre l'antropització de blocs a les Pitiüses.

Al Capità Javier Girona i a Rosa Maria Pérez Manent, del Museu Militar de Menorca, per les dades facilitades sobre l'explotació de les pedreres de Sant Esteve.

A Laura Bañón i Xavier Cardona Capellà per facilitar-em les fotos de les tempestes del 2001, 2003 i 2009 al municipi de Ciutadella, Menorca, així com les fotos de les darreres rissagues al port de Ciutadella.

A Carles Mascaro per les fotos realitzades amb el seu *drone* sobre l'illa de l'Aire, i que han ajudat a poder identificar millor les àrees d'anàlisi.

A Joan Sánchez i Pere Fayas per l'escanejat amb alta resolució d'alguns de perfils fets a ma. A Judith Morillas per deixar-me la pissarra que m'ha servit tant a l'hora de reflectir les idees de la discussió i conclusions.

En algunes de les campanyes vaig haver de disposar d'altres mitjans de transport, d'aquí els meus agraïments a Francis Garcia, qui me deixà el seu cotxe per les primeres campanyes de camp realitzades a Menorca. A Valentín Pérez-Mellado, a Benjamí Reviriego i a Xavier Serrano Petrus, per facilitar-me l'accés amb les seves embarcacions de motor a l'illa de l'Aire. A Damià Coll Pons, Sebastià Pons Fluxà i José Barthelemy, d'Autoritat Portuària de les Illes Balears, per facilitar-me l'accés a l'illa de l'Aire i autoritzar-me pujar al far per fer fotos de les àrees dels blocs estudiats. A Rafel Pons Moll per creuar-me a les illes d'Addaia, i a Blas Criado Florit per passar-me i deixar-me a l'illa dels Porros unes quantes hores. A Rodri i Assut per deixar-me les piragües per accedir a l'illa de l'Aire.

A M. Carme Rebellón, de la Secretaria d'Estudiants i Docència de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona, per facilitar-me els tràmits administratius des de la distància.

D'altra banda he hagut de justificar de forma contínua aquesta investigació davant nombrosos investigadors locals, en la seva gran majoria geòlegs de l'àmbit acadèmic insular i català, i fins i tot davant investigadors del IGME, fet que en un principi me resultava tediós i desmoralitzador. Aquestes justificacions, fins a dia d'avui aparentment estèrils, no han minvat l'abast de la investigació, tot i la seva manifesta incredulitat, la qual he d'agrair obertament, ja que aquestes actituds m'han donat a entendre la importància de la recerca d'aquest treball, i m'han esperonat en aquest.

Índex	Pàgina
Resum	1
Resumen	3
Abstract	5
Estructura de la tesi	6
<hr/>	
Capítol 1.- Les costes rocoses: marc teòric i estat de la qüestió	9
1.- La costa	11
1.1.- La costa rocosa com objecte d'estudi	12
1.2.- L'estudi de les costes rocoses a Balears	16
1.3.- Agents i processos en el modelat de les costes rocoses	19
1.3.1.- Els processos hidràulics	20
1.3.2.- L'acció mecànica de l'onatge	20
1.3.3.- Els processos de meteorització subaèria i subedàfica	20
1.3.4.- L'acció biològica	21
1.3.5.- Processos subaeris de vessants	22
1.3.6.- Processos antròpics	22
1.4.- El paper del substrat i el vector evolutiu	22
1.5.- Hipòtesi i objectius de l'estudi	23
<hr/>	
Capítol 2.- Marc geològic i geomorfològic	25
2.- Context geològic i fisiogràfic	27
2.1.- Els blocs del promontori Balear	28
2.1.1.- El bloc septentrional: Mallorca i Menorca	28
2.1.1.1.- Mallorca	28
2.1.1.2.- Menorca	31
2.1.2.- El bloc meridional: Eivissa i Formentera	32
2.1.2.1.-Eivissa	32
2.1.2.2.-Formentera	34
2.2.- La plataforma submergida de les Balears	34
2.3.- Geomorfologia litoral de les costes rocoses a Balears	35
2.3.1.- Mallorca	37
2.3.1.1- Serra de Tramuntana	37
2.3.1.2.- Unitat d'Alcúdia	37
2.3.1.3.- Les costes de les Serres de Llevant	37
2.3.1.4.- Les costes dels relleus tabulars post-orogènics	38
2.3.1.4.1.- Marina de Llevant	38
2.3.1.4.2.- Marina de Lluçmajor	38

2.3.1.5.- Les costes de les conques post-orogèniques	39
2.3.2.- Menorca	39
2.3.2.1.- Sector de Tramuntana	39
2.3.2.2.- Sector de Migjorn	40
2.3.4.- Pitiüses	40
2.3.4.1.-Eivissa	40
2.3.4.2.-Formentera	41
2.4.- Tectònica de la conca mediterrània	41
2.5.- Sismicitat i activitat de tsunami al Mediterrani	42
2.5.1.- Conca mediterrània occidental	43
2.5.2.- Tirrè Sud-Oriental de Sicília	44
2.5.3.- Arc Hel·lènic	44
2.6.- Règim onatges	45
2.6.1.- Caracterització preliminar d'onada al mediterrani nord-occidental	45
2.6.2.- Distribució d'alçades d'ona significativa	45
2.6.3.- Distribució d'energia d'onades a la costa de les illes Balears	47
2.6.4.- Distribució d'alçada d'ona significativa	47
2.6.5.- Model d'onatge estimat a les Balears	48
2.7.- Propagació de tsunamis a través de la mediterrània	50
2.7.1.- Escenari Algèria	50
2.7.2.- Escenari Sicília	50
2.7.3.- Escenari Hel·lènic	51
2.8 Tsunamis	51
2.8.1.- Tsunamis per esllavissades	53
2.8.2.- Tsunamis per vulcanisme	54
2.8.3.- Meteotsunamis o rissagues	54
2.8.4.- Tsunamis sísmics	56
2.8.4.1.- Modelització de tsunamis que afecten les illes Balears	57
2.8.4.1.1.- Mallorca	62
2.8.4.1.2.- Menorca	62
2.8.4.1.3.- Eivissa i Formentera	64
2.9.- Dipòsits de blocs sobre costes rocoses	65
2.9.1.- Tipologia de les acumulacions de blocs	66
2.9.2.- Dipòsits d'onatge	66
2.9.3.- Dipòsits tsunamítics	69

2.9.4.- Processos de trencament i transport de blocs	70
2.9.5.- Mètodes: el conjunt d'eines actuals per a l'estudi dels blocs costaners	75
2.9.6.- Equacions aplicades sobre blocs, tsunami versus tempestes, per determinar els mecanismes de transport	76
2.10. L'estudi dels blocs al mediterrani	86
<hr/>	
Capítol 3.- Metodologia	91
3.- Metodologia	93
3.1.- Localització i identificació d'àrees	93
3.2.- Caracterització i classificació de les tipologies de les àrees d'estudi	93
3.2.1.- Caracterització cartogràfica, geològica i geomorfològica	93
3.2.2.- Caracterització dels perfils	94
3.2.3.- Caracterització morfomètrica de blocs	94
3.2.4.- Aplicació de diferents formulacions matemàtiques	98
3.2.4.1.- Equació de Nott (2003b)	99
3.2.4.2.- Equació de Pignatelli et al. (2009)	99
3.2.4.3.- Equació de Barbano et al. (2010)	100
3.2.4.4.- Equació d'Engel i May (2012)	101
3.2.4.5.- Formula de Scheffers i Kelletat (2004)	102
3.3. - Datació de blocs i relació amb events	102
3.3.1.- Datació de radiocarboni	102
3.3.2.- Datació de líquens	103
3.3.3.- Datació mitjançant taxes de dissolució	103
3.3.4.- Ús de fonts escrites	103
3.4.- Realització de fitxes-resum	103
<hr/>	
Capítol 4.- Resultats	105
4.- Resultats	107
4.1.- Localització i identificació d'àrees	107
4.1.1.- Àrees de blocs desapareguts o antropitzats	108
4.1.2.- Àrees amb presència de blocs	111
4.2.- Caracterització cartogràfica, geològica i geomorfològica.	112
4.3.- Caracterització del perfils litorals de les àrees d'estudi	112
4.3.1.- Classificació de perfils tipus	114
4.3.2.- Tipologies de perfils tipus	115
4.3.2.1.- Perfil 1. Perfils dissipatius	115

4.3.2.2.- Perfil 2. Verticals Inferiors a 5 m	116
4.3.2.3.- Perfil 3. Verticals entre 5 i 10 metres	117
4.3.2.4.- Perfil 4. Verticals superiors als 10 metres	118
4.3.2.5.- Perfil 5. Verticals amb pendents negatius cap a terra	119
4.3.2.6.- Perfil 6. Costes amb perfil vertical associats a una rasa d'abrasió	120
4.4.- Caracterització morfomètrica de blocs	122
4.4.1.- Volumetria de blocs	122
4.4.2.- Triangulació de blocs	122
4.4.3.- Densitats de les diferents unitats geològiques	123
4.4.4.- Dades morfològiques qualitatives	124
4.5.- Resultats morfomètrics.	125
4.6.- Resultats per illes	129
4.6.1.- Mallorca	130
4.6.1.1 Sector Sud	130
4.6.1.2.- Sector Sud Gravitacional	137
4.6.1.3.- Sector Est	140
4.6.1.4.- Sector Nord	147
4.6.1.5.- Discussió	152
4.6.2.- Menorca	155
4.6.2.1.- Sector Oest	156
4.6.2.2.- Sector Nord	164
4.6.2.3.- Sector Sud Est	172
4.6.2.4.- Discussió	181
4.6.3.- Illes Pitiüses	183
4.6.3.1.- Resultats	184
4.6.3.2.- Discussió	188
4.6.4.- Efecte de les tempestes sobre costes rocoses, el cas de Menorca	189
4.6.4.1.- Les tempestes del 2001 i 2009	190
4.6.4.1.1.- Tempesta de s'Algar 2001	190
4.6.4.1.2.- Tempesta de la costa SW de Ciutadella 2009	191
4.6.4.2.- Tempesta de Tirant 2014-2015	192
4.6.4.3.- Discussió	196
4.7.- Orientacions de blocs	197
4.7.1.- Orientacions de blocs a les Illes Balears	200

4.7.2.- Mallorca	201
4.7.2.1.- Sector Sud	202
4.7.2.2.- Sector Sud Gravitacional	203
4.7.2.3.- Sector Est	203
4.7.2.4.- Sector Nord	204
4.7.3.- Orientacions de blocs a Menorca	205
4.7.3.1.- Sector Oest	206
4.7.3.2.- Sector Nord	206
4.7.3.3.- Sector Sud Est	208
4.7.4.- Orientacions de blocs a Pitiüses	208
4.7.5.- Discussió	209
4.8.- Imbricacions de blocs	210
4.8.1.- Imbricacions de blocs en relació al perfil de costa	211
4.8.1.1.- Perfil de tipologia 1	212
4.8.1.2.- Perfil de tipologia 2	213
4.8.1.3.- Perfil de tipologia 3	213
4.8.1.4.- Perfil de tipologia 4	213
4.8.2.- Imbricació i adaptació als fluxos dominants	214
4.8.3.- Discussió	217
4.9.- Datacions de Blocs	217
4.9.1.- Paleomagnetisme	217
4.9.2.- Termoluminiscència	218
4.9.3.- Liquenometria	218
4.9.3.1.- Metodologia i resultats	219
4.9.4.- Datació per radiocarboni	219
4.9.4.1.- Metodologia	221
4.9.4.2.- Resultats	222
4.9.4.2.1.- Son Ganxo	222
4.9.4.2.2.- Sant Esteve	223
4.9.5.- Datació per dissolució de morfologies càrstiques	223
4.9.5.1.- Metodologia	225
4.9.5.2.- Resultats	227
4.9.6.- Fonts documentals	229
4.9.7.- Presència de canteres baix cordons de blocs	229
4.9.8.- Evolució de la costa sotmesa a tsunamis	230
4.9.9.- Discussió	233

Capítol 5.- Discussions i conclusions	235
5.- Discussions i conclusions	237
5.1.- Discussió	237
5.2.- Conclusions	240
5.2.1.- Mostreig de blocs	240
5.2.2.- Localització geogràfica de blocs al llarg de la costa	240
5.2.3.- Presència de blocs de tsunami a les costes de Balears	240
5.2.4.- Caracterització cartogràfica, geològica i geomorfològica	240
5.2.5.- La importància dels <i>flowout</i>	241
5.2.6.- Dades morfològiques qualitatives	241
5.2.7.- Realització de perfils tipus	241
5.2.8.- Caracterització morfomètrica de blocs	242
5.2.9.- La utilització del Transport Figure (TF)	242
5.2.10.- Aplicació d'equacions matemàtiques	243
5.2.11.- Morfometria dels blocs tsunàmics	245
5.2.12.- Absència de tsunàmites de gra fi a Balears	245
5.2.13.- Morfometria dels blocs associats a tempestes	245
5.2.14.- Orientació dels blocs	246
5.2.15.- Imbricació de blocs	246
5.2.16.- L'ús de blocs com a matèria prima	247
5.2.17.- Datacions	247
5.2.18.- Conclusions generals	248
5.3.- Perspectives de futur i consideracions finals	248
5.3.1.- Perspectives per a la gestió costanera	248
5.3.2.- Proposta d'ampliació d'estudis	248
<hr/> Capítol 6.- Bibliografia	<hr/> 251
Annex 1. Mallorca	287
Sector Sud	289
s'Estalella	290
Sa Ràpita	291
Colònia de Sant Jordi	292
Cala'n Carbó	293
Ses Salines	294
Sector Sud Gravitacional	295
Cala Santanyí	296
Punta Bassegueta	297

Cala Figuera	298
Torre d'es Beu	299
Sector Est	301
Cala Serena	302
Sa Nau	303
S'Algar	304
Cala Murada	305
Caló d'en Serrat	306
Cala Barques	307
Rafalino	308
Illot-Morlanda	309
Sector Nord	311
Cala Gat	312
Cala Mesquida	313
Cala Mitjana	314
<hr/>	
Annex 2. Menorca	315
Sector Oest	317
Son Saura del Sud	318
Cap d'Artrutx	319
Cala Blanca	320
Sa Caleta	321
Sa Farola	322
Cala'n Blanes	323
Punta Nati	324
Cales Pous	325
Sector Nord	327
Illa d'es Porros	328
Cavalleria	329
Tirant	330
La Mola de Fornells	331
Tusqueta	332
Macaret	333
Punta Grossa	334
Addàia	335
Sector Sud Est	337
Sant Esteve	338

Alcalfar	339
Torre Alcalfar	340
Punta Prima	341
Illa de l'Aire	342
Son Ganxo	343
Binisafúller	344
Binidali	345
<hr/>	
Annex 3. Pitiüses	347
Eivissa	349
Sa Pedrera	350
Sant Antoni	351
Punta Verda	352
Pou d'es Lleó	353
Punta Arabí	354
Formentera	355
Punta Prima	356
<hr/>	
Annex 4. Valors representatius de les àrees d'estudi	357
<hr/>	
Annex 5. Valors representatius de les àrees d'estudi amb TF>1.000	359
<hr/>	
Annex 6. Resultats de les datacions de C¹⁴	361
<hr/>	
Annex 7. Dades per la datació mitjançant dissolucions de cocons	365
<hr/>	
Annex 8. Articles publicats relacionats amb la tesi	369

Resum

Un tsunami és un seguit d'onades al mar causades per una ona de gran període T (entre 5 i 60 minuts) i de longitud d'ona L molt llarga (fins a 800 km). A alta mar tenen una altura d'ona H molt baixa (difícilment més de 3 m), de manera que es tracta d'ones extremadament planes i difícilment apreciables en alta mar. L'aproximació d'aquestes ones de tsunami a les costes someres dona un procés d'augment d'alçada de l'onada. Aquest efecte fa créixer l'altura dels tsunamis dels no més de 3 metres a alta mar fins a més de 25 m al costat de la costa, mentrestant, la velocitat de l'onada va disminuint. Un cop aquest tsunami contacta amb la costa es donen uns fenòmens de caire geomorfològic a les costes rocoses, consistents en registres sedimentaris de deposició de blocs que presenten un patró característic, les orientacions i les imbricacions. Fins a dia d'avui destriar blocs de tsunamis de blocs de tempesta ha estat un tema força debatut, i fins i tot contradictori, tot i que sembla que ens els darrers quatre anys s'han establert certs patrons de deposició comuns de blocs a la mediterrània, no existint un treball exhaustiu a la costa del mediterrani occidental com és Catalunya, Balears i la resta de l'estat.

Aquesta tesi doctoral s'emmarca dins l'àmbit de recerca de la geologia i geomorfologia litoral, i té per objectiu relacionar la presència de blocs de grans dimensions a les costes rocoses de les illes Balears amb les fonts tsunamítiques conegudes al Mediterrani occidental. El treball parteix de la hipòtesis que molts dels blocs ubicats sobre les costes rocoses de les illes, i amb unes característiques geomorfològiques concretes, corresponen a dipòsits de tsunami, tot i que l'ample mostreig permet l'estudi simultani de fenòmens de tempesta i tsunami. Per l'estudi s'han identificat 50 àrees de mostreig, i amb la finalitat d'establir escenaris de deposició de blocs s'han caracteritzat geològica i geomorfològicament cadascuna de les àrees d'estudi, mitjançant cartografia i recollida de dades morfològiques. S'han pres mesures morfomètriques dels blocs i a aquests se'ls ha aplicat una triangulació per tenir un volum més real. Dels blocs s'han pres dades d'imbricació i orientació, fets determinants a l'hora de destriar blocs de tempesta i blocs de tsunami.

Així mateix s'han establert 6 perfils tipus de costa que permeten relacionar dades morfomètriques i d'onatge. A cada àrea s'han aplicat un conjunt d'equacions que permeten establir, baix tres escenaris inicials d'arrabassament dels blocs; blocs submergits, blocs aïllats i blocs delimitats per juntes, les columnes d'aigua necessàries pel seu trasllat i deposició al llarg de la costa rocosa. D'aquestes àrees s'han identificat 8 sectors representatius al conjunt balear i s'han relacionat les dades morfomètriques de blocs, el tipus de perfil, l'onatge i les orientacions i imbricacions amb els resultats de les equacions aplicades i amb les fonts tsunamítiques provinents del N d'Àfrica, donant com a resultat una bona correlació entre trajectòries de tsunamis i morfometria de blocs.

Els resultats més evidents són aquelles àrees ubicades sobre penya-segats verticals amb presència de grans blocs imbricats i amb morfologies de cordons on no hi arriben els onatges de

tempesta, configurant-se com a àrees eminentment tsunamítiques i on les orientacions dominants indiquen el N d'Àfrica. La resta d'àrees, tot i que el seu perfil litoral pot ser afectat per les onades de tempesta, poden ser denominades mixtes, tot i que la morfometria de blocs i les distàncies dels cordons en relació a la cornisa de cada penya-segat invaliden en un alt grau les tempestes. La tesi doctoral conclou que l'anàlisi morfològica de la costa i l'anàlisi de la morfometria de blocs són un bon indicador, juntament amb l'aplicació de les equacions matemàtiques i la correlació de fonts tsunamítiques per destriar blocs de tempesta de tsunami. Les datacions realitzades sobre blocs a les diferents localitats han permès establir una cronologia d'episodis correlacionables amb tsunamis i terratrèmols enregistrats documentalment, tots ells ocorreguts en un període històric que es situa entre el segle XVII i XIX. La majoria de datacions de les localitats mesurades tenen poca dispersió i s'agrupen en una franja d'edat situada entre els anys 1700 i el 1850.

Resumen

Un tsunami es una serie de olas en el mar causadas por una ola de gran periodo T (entre 5 y 60 minutos) y de longitud de onda L muy larga (hasta 800 km). En alta mar tienen una altura de ola H muy baja (difícilmente más de 3 m), de olas extremadamente planas y difícilmente apreciables en alta mar. La aproximación de estas olas de tsunami a las costas someras da lugar al aumento de altura de la ola. Este efecto hace crecer la altura de ola de no más de 3 metros en alta mar hasta más de 25 m en la costa. Una vez este tsunami contacta con la costa se dan fenómenos de carácter geomorfológico en las costas rocosas, consistentes en registros sedimentarios de deposición de bloques que presentan un patrón característico, las orientaciones y las imbricaciones. Hasta la fecha discernir bloques de tsunamis de bloques de tormenta ha sido un tema de debate, aunque parece que en los últimos años se han establecido ciertos patrones de deposición comunes en bloques del mediterráneo, no existiendo un trabajo exhaustivo en la costa del mediterráneo occidental como Cataluña, Balears y el resto del estado.

Esta tesis doctoral se enmarca dentro del ámbito de la investigación de la geología y la geomorfología litoral, y tiene por objetivo relacionar la presencia de bloques de gran tamaño en las costas rocosas de las islas Baleares con las fuentes tsunamíticas conocidas en el Mediterráneo occidental. El trabajo parte de la hipótesis que muchos de los bloques ubicados sobre las costas rocosas de las islas, y con unas características geomorfológicas concretas, corresponden a depósitos de tsunami, aunque el amplio muestreo permite el estudio simultáneo de fenómenos de tormenta y tsunami. Para el estudio se han identificado 50 áreas de muestreo, y con el fin de establecer escenarios de deposición de bloques se han caracterizado geológica y geomorfológicamente cada una de las áreas de estudio, mediante cartografía y recogida de datos morfológicos. Se han tomado medidas morfométricas de los bloques y a estos se les ha aplicado una triangulación para obtener un volumen más real. Se han tomado datos de imbricación y orientación de bloques, hechos determinantes a la hora de separar bloques de tormenta y bloques de tsunami.

Para el estudio se han identificado 50 áreas de muestreo y se han caracterizado geológica y geomorfológicamente cada área de estudio mediante cartografía y recogida de datos morfológicos. Se han establecido 6 perfiles tipo de costa que permiten relacionar datos morfométricos y de oleaje. En cada área se han aplicado un conjunto de ecuaciones que permiten establecer, bajo tres escenarios iniciales; bloques sumergidos, bloques aislados y bloques delimitados por juntas, las columnas de agua necesarias para su traslado y deposición a lo largo de la costa rocosa. Se han identificado 8 sectores representativos relacionándolos con las fuentes tsunamíticas provenientes del N de África, dando como resultado una buena correlación entre trayectorias de tsunamis y morfometría de bloques.

Los resultados más evidentes son aquellas áreas ubicadas sobre acantilados verticales con presencia de grandes bloques imbricados y con morfologías de cordones donde no llegan los

oleajes de tormenta, configurándose como áreas eminentemente tsunamíticas y donde las orientaciones dominantes de los bloques indican el N de África. El resto de áreas, aunque su perfil litoral puede ser afectado por las olas de tormenta, pueden ser denominadas mixtas, y donde la morfometría de bloques y las distancias de los cordones en relación a la cornisa de cada acantilado permiten descartar, en un alto grado, el efecto de las tormentas.

La tesis doctoral concluye que el análisis morfológico de la costa y el análisis de la morfometría de bloques son un buen indicador, junto con la aplicación de las ecuaciones matemáticas y la correlación de fuentes tsunamíticas para discernir bloques de tormenta de tsunami. Les dataciones realizadas sobre bloque en diferentes ha permitido establecer cronologías de episodios correlacionables, todos ellos entre los siglos XVII i XIX. La mayoría de dataciones tienen poca dispersión y se agrupan en una franja de edades sitiada entre los años 1700 y el 1850.

Abstract

When tsunami waves hit the rocky coasts, geomorphological phenomenon take place. These phenomenon consist of the sedimentation of rocky blocks with a particular pattern: orientations and overlapping.

This doctoral thesis is framed within the disciplines of geology and coastal geomorphology. Its aim is to link the presence of big blocks of rock in the rocky coasts of the Balearic Islands with the known tsunamic sources of the western Mediterranean Sea. The following hypothesis is at the origin of this study: many of the blocks of rock located on the rocky coasts of the Balearic Islands, all of them having some specific geomorphological features, are tsunami deposits. For this study, 50 sample areas were identified; they were afterwards characterised geologically and geomorphologically by means of cartography and morphology data collection. In each area, a combination of mathematical equations was applied in order to identify, under three initial stages—submerged, isolated and edges of the joint blocks—, the water columns needed to transport them and to deposit them along the rocky coast. 8 representative sectors were been identified, and they were correlated in terms of shoreline profile, swell, and blocks of rock orientation and overlapping, with the results of the mathematical equations and the tsunamic sources coming from the north of Africa. The outcome of such correlation is that the path drawn by tsunamis is linked with the morphometry of the blocks of rock.

The most obvious results of this study are the overlapped blocks with cord morphologies, located in vertical cliffs out of reach of storms' swell. These areas are mainly tsunamic and are oriented towards the north of Africa. As regards the rest of the areas, although their shoreline profile can be affected by storm waves, they can be referred to as mixt. In the mixt areas, the morphometry of the blocks and the distance of the cords of blocks in relation to the cornice of the cliff, annuls most of the effects of storms.

The conclusion of this doctoral thesis is that the morphological analysis of the coast and the morphometry of blocks of rock, as well as the mathematical equations and the correlation of tsunamic sources, are good indicators to distinguish those blocks which have resulted from a tsunamic storm and those who have not. The datings made to some blocks of rock in different spots allowed establishing a chronology of episodes which can be correlated to recorded tsunamis and earthquakes. These tsunamis and earthquakes took place between the 17th and the 19th centuries, and most of the results of the datings show that all the blocks were transported by high energy flows between the years 1700 and 1850.

Estructura de la tesi

Aquesta tesi doctoral es presenta en la modalitat clàssica, conformant-se com un document inèdit en el qual s'exposen els resultats científics aconseguits per l'aspirant en el seu treball de recerca. Aquesta tesi es presenta de forma sistematitzada, lògica i objectiva amb uns resultats en correspondència amb el projecte presentat, discutit i aprovat anualment en els informes de seguiment Comissió d'Estudis de Doctorat del Programa Ciències de la Terra de la facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona. La tesi aplica mètodes de recerca de solucions al problema plantejat amb respostes científiques contextualitzades a partir de la utilització del mètode científic.

En aquest treball el Capítol 1, de caràcter introductori, defineix l'estat de la qüestió del tema tractat a les illes Balears, l'anàlisi dels Blocs de tempesta i tsunami a les costes rocoses de les illes Balears. Anàlisi geomorfològica i morfomètrica, i estableix la hipòtesi i els objectius generals i específics que es vol assolir. El marc geològic i geomorfològic de les illes Balears, i l'estat de la qüestió del tema tractat en aquesta tesi s'exposen al Capítol 2, per analitzar detalladament l'àmbit de treball mitjançant els aspectes geològics i geomorfològics de les illes Balears. Aquest Capítol fa un estat de la qüestió als estudis realitzats a Balears relacionats amb la presència de blocs sobre les costes rocoses i les modelitzacions de tsunamis provinents del N d'Àfrica. S'analitzen les metodologies actuals existents en l'estudi de la temàtica escollida i les tendències i evolucions que s'ha donat en el tema en la darrera dècada, especialment amb l'adaptació de diferents equacions aplicades sobre blocs. Un cop analitzades i valorades les metodologies actuals en el Capítol 3 s'exposen quines seran les aplicades en aquest estudi, triant les que es consideren més adients per l'anàlisi i per l'obtenció dels millors resultats possibles.

El capítol 4 presenta tots els resultats de les campanyes de camp realitzades a les illes Balears i els resultats obtinguts en aquests darrers anys, i que s'han materialitzat amb 7 publicacions que reflecteixen els resultats preliminars presentats a diferents jornades de Geologia i Gemorfologia de l'estat espanyol. Els resultats morfomètrics i l'aplicació de les diferents equacions, juntament amb la correlació amb diferents estudis permet treure diverses aproximacions. Un cop obtinguts els resultats per cada àrea i sector es realitzen diferents propostes teòriques, amb base a les dades recollides al llarg del treball, per fer una proposta de desmantellament de penya-segats i litorals rocosos baixos en funció de l'afectació de diferents fluxos sobre els blocs estudiats. Així mateix cal destacar la datació de blocs mitjançant C14 i l'ús de tècniques aproximades mitjançant la dissolució de cocons, relacionades aquestes amb alguns events històrics coneguts.

Fruit dels resultats obtinguts el Capítol 5 presenta una discussió que permet plantejar de forma més clara les conclusions i la realització de propostes de nous estudis relacionats directament amb la presència de blocs a les costes rocoses. Tota la bibliografia consultada i a la qual es fa referència en la tesi es presenta en el Capítol 6. Aquesta tesi també inclou com

Annexes les fitxes detallades de les 50 àrees analitzades, separades per illes, les dades morfomètriques dels blocs, els resultats dels laboratoris amb les dades de les datacions de ^{14}C i els articles publicats a diferents jornades.

Capítol 1.- Les costes rocoses: marc teòric i estat de la qüestió



1.- La costa

La costa és un dels àmbits naturals més atractius degut a la seva configuració com a límit entre el domini pròpiament terrestre i el domini estrictament marí, configurant-se la franja de transició per antonomàsia entre terra i mar. El fet que es tracti d'un medi de transició dóna lloc a una complexitat que es tradueix en un elevat grau de dinamisme, amb grans quantitats d'energies que arriben al sistema, i que estableixen un ritme d'activitat, i uns canvis en el medi que difícilment poden ser comparables a d'altres sistemes naturals de característiques similars (Woodroffe, 2003).

Les costes des d'una perspectiva socioeconòmica, són un espai d'interès elevat, prop d'un 80% de la població del món viu a l'entorn d'uns 100 km de la costa (Carter, 1988), i és en aquestes zones on trobem les concentracions urbanes amb major densitat de població. En el cas de les illes Balears la costa ha representat el motor de l'economia insular, generant conflictes d'interessos i la contínua degradació d'aquesta, relacionada directament amb el seu paper com a recurs geombiental on gravita l'activitat turística, especialment focalitzada sobre els sistemes platja-duna (Roig-Munar et al., 2009), i també de forma puntual sobre els penya-segats, com a nous emplaçaments de zones urbanes.

De tots els medis terrestres, les costes representen un dels àmbits més atractius des del punt de la perspectiva geogràfica, resultant un espai especialment interessant per la seva condició limítrofa, però el litoral no sols es defineix pel seu contacte amb l'atmosfera del planeta, sinó que també és el prisma d'interacció entre l'atmosfera, la criosfera, la hidrosfera, la litosfera i la biosfera (Pardo i Rosselló, 2001), on es donen complexos fenòmens de característiques específiques molt marcades. L'elevat dinamisme al qual estan sotmesos aquests sistemes, i la multiplicitat de processos que els influeixen, expliquen el perquè els mecanismes de control litoral es troben dins un equilibri delicat, difícil i complex, el que permet definir la major part d'aquest espai com a fràgils, dinàmics, rics i variats, presentant des de la perspectiva geomorfològica gran quantitat de formes, processos i ambients.

La determinació sobre l'espai del concepte costa ve condicionat pel criteri amb què s'aborda el seu estudi o la gestió i explotació que se'n vulgui fer. Així, sovint es troben biaixos entre allò que la biologia, la física, la geologia, l'enginyeria, o l'antropologia, entre d'altres, entenen per costa (Kay i Alder, 1999), i això suposa una dificultat per establir uns límits fixos a la costa i a la interacció de la interferència dels medis marins i terrestres. El contacte litoral és gradual, equivalent i es presenta com un exemple d'allò que l'ecologia defineix com a ecotò; un gradient, tant a nivell geomorfològic com a nivell biològic.

La geomorfologia litoral centra el seu interès en l'explicació de la formació i evolució del relleu costaner mitjançant l'estudi de les formes, els sediments i els processos que es donen a la línia de costa actual (Woodroffe, 2003). Aquesta abraça des dels ambients marins poc profunds, influïts pels factors terrestres, fins a terra endins, allà on la influència de la mar es fa palesa a l'actualitat o a una escala temporal més ampla on actuen els fenòmens terrestres que puguin

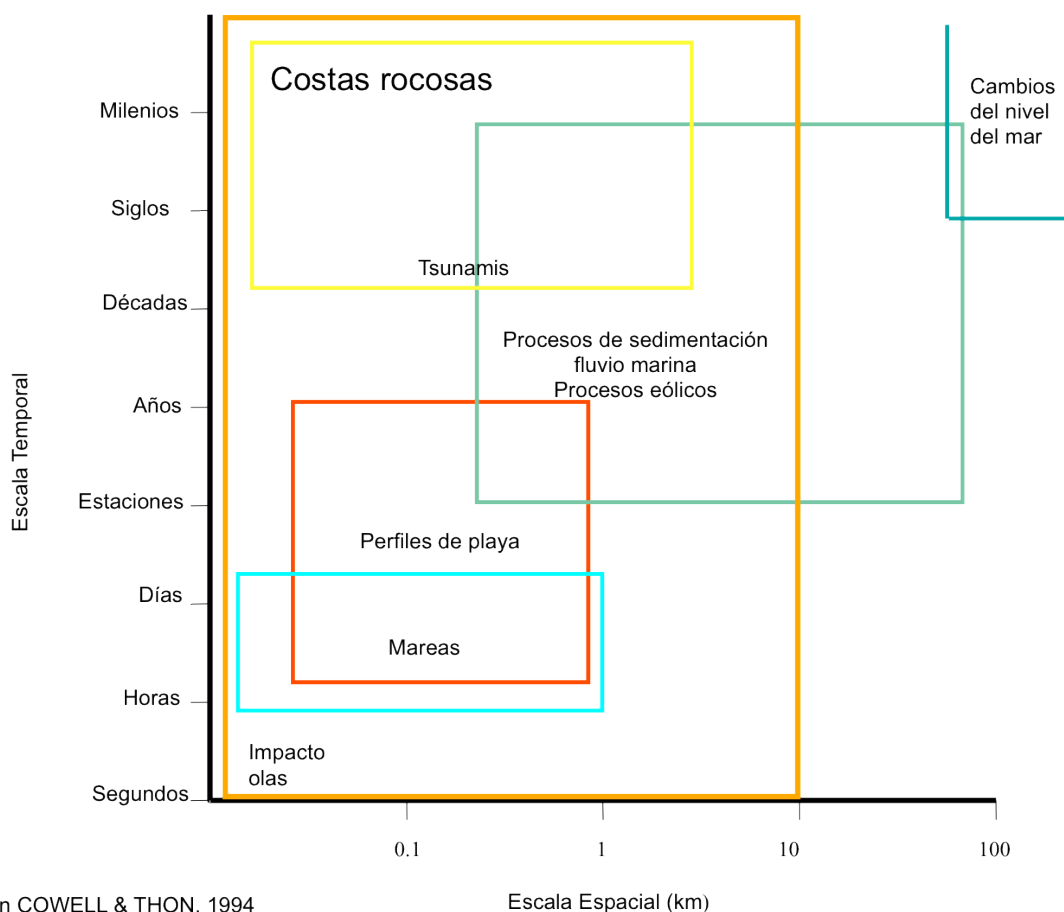
condicionar l'evolució del litoral, com la hidrologia superficial.

El litoral pot ser definit des de múltiples criteris; oceanogràfics, geològics, climàtics, geomorfològics, hidrogeològics, biològics, antropològics, enginyerils, econòmics, jurídics, turístics, paisatgístics..., i cada ciència pot tenir les seves particularitats segons amb la perspectiva i escala que s'abordi i l'objectiu que es cerqui a l'hora de definir-lo (Chica, 2008). Fruit de les investigacions pluridisciplinars han sorgit nombrosos manuals que tracten sobre el litoral, especialment el litoral arenós (Bird, 1984, 1986, 2000; Pye i Tsar, 1990; Carter, 1991; Nielsen, 1992; Sherman i Bauer, 1993; Hardisty, 1994; Clark, 1996; Short, 1999; Kay i Alder, 1999; Ley et al., 2007; Pena, 2007), però la importància del litoral rocós en les darreres dècades també ha generat manuals de referència (Trenhaile, 1987; Sunamura, 1992; Komar, 1998; Davidson-Arnot, 2010; Finkl, 2013). S'ha de destacar també l'existència de revistes periòdiques que inclouen articles que de forma específica tracten el litoral (GeoGaceta, Cuaternario y Geomorfología, Geological Acta, Marine Geology, Sedimentology, Geomorfology, Earth-Science Reviews, Journal Coastal Research, Coastal Conservation, Coastal Management, Zeitschrift für Geomorphologie, Natural Hazards Earth Systems, Journal of Earthquakes and Tsunamis, Journal of Earthquake Technology, Coastal Engineering, Ocean and Shoreline Management, Continental Shelf Research, Ocean & Coastal Management o Gestaô Costeira, entre d'altres). A nivell estatal hi ha diverses publicacions que recullen les aportacions referides únicament a temes litorals, com els de les Jornades de Geomorfologia Litoral celebrades en la darrera dècada i que aporten estudis eminentment geomorfològics amb temàtiques de geomorfologia de costes rocoses d'arreu de l'estat (Andrés i Gràcia, 2000; Blanco et al., 2004; Hernández-Calvento et al., 2005; Gómez-Pujol i Fornós, 2007; Morales et al., 2009; Montoya et al., 2011; Flor et al., 2013; Málvarez et al., 2015). Cal destacar també les publicacions de les Jornades de Geomorfologia que incorporen temes litorals en les seves publicacions (Benito i Díaz-Herrero, 2004; Pérez-Alberti i López-Bedoya, 2006; Benavente i Gràcia, 2008; Gonzalez-Dies, et al., 2012; Schnabel i Gómez-Gutiérrez, 2014).

1.1.- La costa rocosa com objecte d'estudi

Les costes rocoses han estat definides com a una tipologia que es caracteritza per una certa ruptura del pendent i que està constituïda per materials consolidats sense tenir en compte la seva duresa (Sunamura, 1992). D'acord amb aquesta definició de costa rocosa, aquesta inclourà aquells litorals que es componen de materials durs, fins a materials poc cohesius com podrien ésser els dipòsits glacials o dipòsits de vessants, i fins i tot eòlics. Altres autors han optat per tractar les costes segons els processos aparentment dominants a cada una d'elles, d'aquesta manera Carter (1988) diferencia dos grans grups de costes, les costes erosives formades per materials durs i cohesionats, i les costes d'acumulació formades per dipòsits sedimentaris poc cohesionats. En el balanç sedimentari de les costes rocoses, entès com a la relació entre l'erosió i l'acumulació o sedimentació de materials, l'erosió es presenta com a un procés aparentment irreversible. No ocorre el mateix amb les costes sedimentàries formades per materials no

consolidats, les quals presenten un equilibri dinàmic entre erosió i acreció segons Boyd et al. (1989), i una relació directe entre àmbits continentals o àmbits marins (Rodríguez-Perea et al., 2000) tot i que en les darreres dècades aquest equilibri natural s'ha trencat per l'acció de l'home (Hernández-Calvento et al., 2003; Martín-Prieto et al., 2008a i b; Young et al., 2014). D'acord amb l'establert, l'equilibri sedimentari a les costes rocoses formades per materials no consolidats està fortament condicionat per les entrades i sortides de sediment i és en aquest punt on l'activitat antròpica hi juga un paper molt important al poder fer variar el seu equilibri (Pardo i Rosselló, 2001) afectant a diferents escales i magnituds espais litorals adjacents que es veuen afectats de forma regressiva (Copeiro, 1980; Peña, 1989; Roig-Munar et al., 2009; Lee, 2008).



Bassat en COWELL & THON, 1994

Escala Espacial (km)

Figura 1.1. Classificació de processos morfològics a diferents escales espai-temps, segons la modificació de Larson i Kraus (1995) basada en Cowell i Thon (1994).

Són moltes les classificacions que s'apliquen als ambients costaners des de perspectives diverses; unes posen l'èmfasi en aspectes estructurals, altres en trets oceanogràfics, geomorfològics o en l'escala de treball, i l'ambigüitat és palesa amb aquestes classificacions, i fins i tot en la confusió terminològica (Gràcia et al., 2001; Fairbridge, 2004; Finkl, 2004). La diversitat, complexitat i dinamisme d'aquests ambients augmenta la dificultat de comprensió amb l'ús de diferents terminologies per diferents autors, en diferents llengües i sobre una mateixa forma i/o procés. L'origen d'aquestes dificultats podria agrupar-se en tres nivells, segons Pardo i Rosselló (2001):

1.- Les associades a la definició del medi, les quals presenten tres facetes; la seva dimensió física, la de tipus legal i la terminològica, si bé les tres es troben íntimament lligades. Pel que fa a la seva dimensió física no s'ha d'entendre aquesta com un límit fix, sinó com a gradients o ecotons (Carter, 1988). Estem parlant d'una zona d'interferència amb complexitat espacial i dimensional, atès que la costa no té un caràcter estrictament lineal, sinó que és una franja de terreny més o manco àmplia, d'extensió variable i límits imprecisos en cada un dels vectors geogràfics (Sanjaume, 1985; Balaguer, 2012). Molts cops el terme costa, no té prou precisió, tenint els problemes de definició de costa més conseqüències de tipus legal i de gestió que no de tipus geoambiental. A aquesta ambigüitat li hem de sumar que en els darrers anys el límit de costa per la seva gestió integral s'amplia fins a les conques fluvials (Balaguer et al., 2008).

2.- Les provinents de la pròpia percepció o punt d'observació del medi, amb les dificultats que suposa la comprensió de la interfase terra-mar, i on predomina la visió de terra, i

3.- Les relacionades amb la multiplicitat de processos que interactuen amb diferents ritmes d'intensitat i escales (Figura 1.1). Alguns dels processos de gran intensitat i rapidesa poden emascarar tendències de ritmes més lents i de signes en ocasions contraris al llarg de l'espai-temps pel que fa a la geomorfologia (Cowell i Thon, 1994; Larson i Kraus, 1995), i també pel que fa als ecosistemes que interactuen sobre aquestes formes, donant lloc a processos continus de formació i/o erosió (Defeo et al., 2009).

Segons Gómez-Pujol (2006) existeix un acord general pel qual la geomorfologia litoral se separa en tres camps de treball que s'ocupen de:

- a.- la configuració i dinàmica associada a les costes arenoses,
- b.- processos i formes dels penya-segats, i
- c.- l'evolució espai-temps en medis arenosos i medis rocosos. Aquests estudis temporals es centren inicialment en les darreres dècades, afavorits per la disposició d'imatges aèries que permeten l'estudi de l'evolució dels sistemes litorals. Tot i que també en les darreres dècades la geomorfologia ha obert un camp dedicat a la gestió litoral basada en criteris geomorfològics (Roig-Munar, 2010) i als riscos geoambientals (Defeo et al., 2009).

Aquestes divisions tenen el seu origen en la interpretació, des de la perspectiva de la teoria de sistemes, de la cèl·lula litoral i el seu corresponent balanç sedimentari (Stephenson i Brander, 2003; Young et al., 2014). Les principals fonts de sediment del sistema litoral (Figura 1.2) són la descàrrega del material transportat pels cursos fluvials i torrencials, l'aportació de l'erosió dels penya-segats i, en un altre ordre, la contribució del material transportat per l'onatge tant per la deriva litoral com pel transport ortogonal a la costa, o bé l'aportació del material bioclàstic d'origen marí. Aquestes aportacions es realitzen al llarg de la costa en diferents escales i magnituds, però totes es troben lligades com a processos. Dins aquest balanç sedimentari hem d'incloure com a factor recent l'antropització i les intervencions i gestions que afavoreixen l'alteració i l'erosió, ja

sigui de forma puntual, ja sigui de forma continuada, però totes de forma regressiva a la costa arenosa a la rocosa, ja que moltes d'elles estan fortament relacionades (Roig-Munar et al., 2009). A desaparició de platges afecta també a l'erosió continuada dels penya-segats (Young et al., 2014).

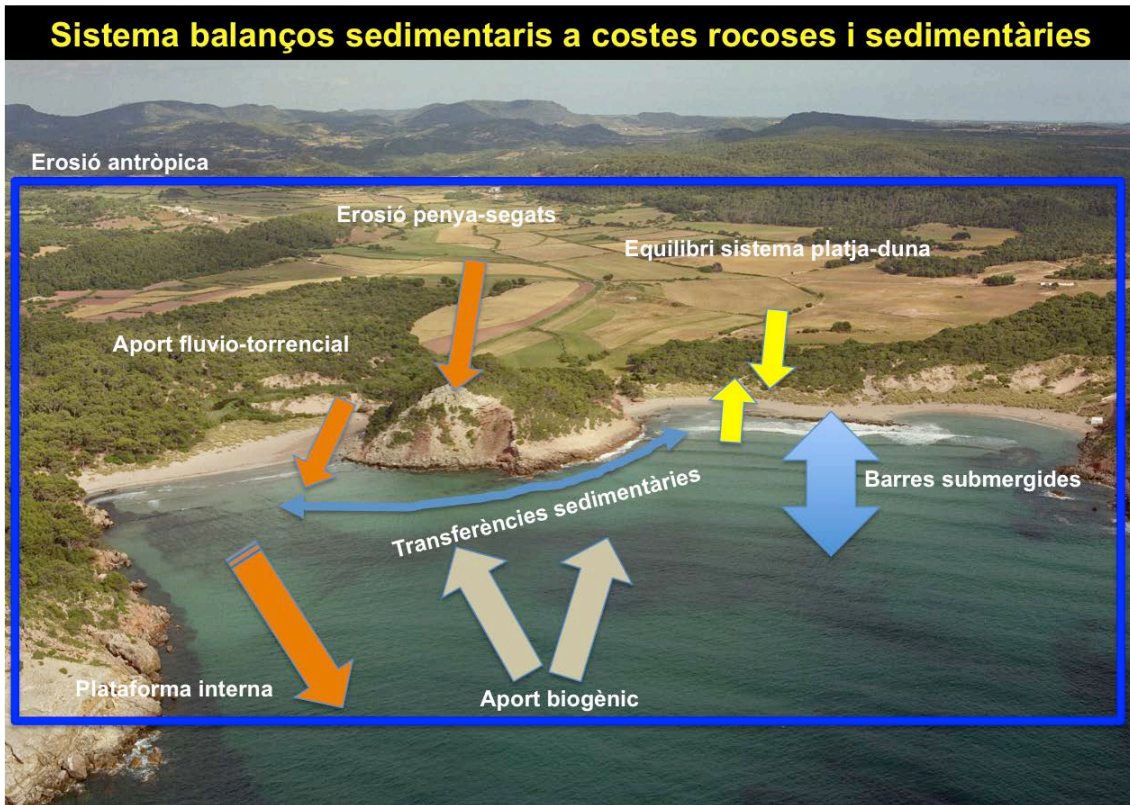


Figura 1.2. Model del balanç sedimentari en costes rocoses i sedimentàries, simplificat del model de Sunamura (1992) i adaptat al sistema litoral d'Algairens, Menorca.

Així doncs, en funció del balanç sedimentari, segons hi predomini l'erosió o l'acumulació de sediments, es distingeixen entre costes d'erosió i costes d'acreció (Davies, 1985; Komar, 1998; Boyd et al., 1992), tot i que sembla que la tendència erosiva pot créixer amb el temps degut als nous escenaris de canvi climàtic (Lee, 2001; Young et al., 2014). Dins la categoria de costes d'erosió s'identifiquen les costes amb presència de penya-segats i plataformes litorals actives, mentre que les platges, dunes litorals, albuferes i deltes o estuaris constituïrien els exemples clàssics de costes d'acreció. Les múltiples combinacions entre els dos tipus d'ambients dificulten encara més la separació entre ambdues categories (Finkl, 2004).

No és senzill considerar les costes rocoses com a sistemes on sols hi predomina l'erosió, ja que hem de tenir presents les bioconstruccions, o bé els moviments de masses que generen grans volums de materials que queden estabilitzats enfront dels penya-segats (Mateos, 2000; Balaguer et al., 2002; Lahousse i Pierre, 2003; Balaguer i Fornós, 2004; Pomar et al., 2013), així com la seva relació com a sistemes mixtes dins la mateixa cèl·lula litoral. La costa rocosa com a objecte d'estudi constitueix un 80% del perímetre del contacte entre mar i terra (Emery i Khun, 1982), ara bé, bona part de l'èmfasi de la recerca se centra en platges, maresmes i altres tipus

d'ambients amb processos que actuen a unes escales temporals més breus, que són potencialment més vulnerables a un ascens del nivell marí, i per tant més susceptibles als riscos.

Pel que fa a la consideració de la costa rocosa com a objecte d'estudi, des d'una perspectiva històrica, podem distingir tres etapes, amb transicions d'una a l'altra més o menys clares (Gómez-Pujol, 2006; Gómez-Pujol i Pons, 2007):

- 1.- Una primera etapa anterior al segle XX, que bàsicament consideraria les observacions dels naturalistes i les expedicions que es dugueren a terme al llarg dels seus viatges, i que donaren lloc a les descripcions de la costa.
- 2.- Una segona etapa, primera meitat del segle XX, on destaquen les recerques que deixen de banda la temàtica descriptiva per centrar-se en aspectes fisiogràfics. És un període amb contribucions bàsicament descriptives que intenten ubicar i relacionar les formes del relleu litoral en el cicle geogràfic, i
- 3.- La tercera etapa, de la segona meitat del segle XX cap endavant, suposa un avanç de les tècniques, les teories i el volum de producció científica, tant per allò que afecta els estudis de caràcter dinàmic com els de temàtica evolutiva. En aquesta etapa s'introdueixen noves tecnologies i es formen equips de treball multidisciplinaris amb una perspectiva dinàmica de la costa rocosa, estudiant i quantificant la contribució de diferents agents i processos. Aquestes investigacions suposen el pas de la quantificació, mitjançant l'ús de tècniques analògiques a l'ús de les tècniques digitals, l'ús de la teledetecció i els sensors remots, l'ús de sistemes d'informació geogràfica, la tecnologia làser i la tecnologia Lidar, el desenvolupament de models matemàtics, simulacions de laboratori, modelitzacions numèriques i el monitoreig de processos de meteorització/erosió mecànica, química, biològica i antròpica.

El canvi d'un enfocament descriptiu al d'una quantificació instrumental dels processos que es donen a les costes rocoses es pot apreciar en els capítols dedicats a aquest tipus de costa en una seqüència de manuals clàssics de geomorfologia litoral com els de Davies (1972), King (1972), Tricart (1977), Pethick (1984), Carter (1988), Sunamura (1992), Carter i Woodroffe (1994), Trenhaile (1997) i Komar (1998).

1.2.- L'estudi de les costes rocoses a Balears

En el marc geogràfic de les illes Balears el coneixement científic de les costes rocoses és considerable i dilatat en el temps (Balaguer, 2002), i molt especialment en la darrera dècada. L'inici de treballs pròpiament de geomorfologia litoral de costes rocoses s'inicia amb Penck (1894) en un tractat de geomorfologia, i amb les aportacions geomorfològiques de Fallot (1923). Carandell (1927) comparà les costes del Migjorn i el Llevant de Mallorca suposant el punt de partida de la geomorfologia litoral a Balears, segons Gómez-Pujol (2006). Cuerda (1975) abordà l'estratigrafia del nivell marí a partir de l'estudi de la composició faunística de les platges

cuaternàries adossades als penya-segats, principalment de Mallorca. Posteriorment Butzer i Cuerda (1962) estudiaren l'estratigrafia plistocena del Migjorn de Mallorca, sent Butzer (1975) qui estudià la síntesi dels cicles sedimentaris litorals plistocens. Rosselló (1962, 1975) analitzà les costes del Sud de Mallorca i el fet geomorfològic de les cales, que anys després seria aplicat a les costes de Menorca per Pardo et al. (1997) i Pardo i Palomar (2002), i a les costes de Mallorca per Gómez-Pujol et al. (2013). Existeixen nombrosos treballs sobre l'evolució del Quaternari en costes rocoses (Gràcia i Vicens, 1988; Vicens et al., 1988; Ginard et al., 2008a i b; Vicens et al., 2011). Els estudis del nivell marí a partir dels espeleotemes freàtics de coves litorals donen lloc a noves interpretacions sobre l'evolució de la costa (Cuerda et al., 1990a; Ginés i Ginés, 1993; Ginés, 2000; Tuccimei et al., 1998 i 2000) que han permès la construcció d'una corba eustàtica per a la Mediterrània occidental dels darrers 300 ka, així com la relació d'aquesta amb el macromodelat i la neotectònica que afecta la costa rocosa del Migjorn i Llevant de Mallorca (Fornós et al., 2002b). El macromodelat litoral de costes carbonatades s'ha relacionat amb aspectes eustàtics, càrstics i torrencials (Rosselló et al., 1997; Pardo et al., 1997; Rosselló et al., 2002; Fornós et al., 2004a; Gelabert et al., 2005).

La dinàmica erosiva i/o sedimentària de les costes rocoses, amb identificació de diferents agents i processos implicats en l'erosió dels penya-segats, les morfologies resultants i les seves taxes d'erosió, ja en forma de bioerosió, moviments de masses als penya-segats, erosió contínua per disgregació granular, o les taxes de meteorització química, a donat lloc a diferents treballs que demostren que les taxes són moderades al litoral, no implicant a curt termini un canvi en la morfologia costanera del litoral (Villanueva et al., 2000; Palmer et al., 2001; Vidal et al., 2001; Villanueva et al., 2001; Balaguer et al., 2001 i 2007; Pomar et al., 2012). Aquests treballs culminaren en dues tesis doctorals (Gómez-Pujol, 2006 i Balaguer, 2006). També s'han inventariat les costes rocoses de Mallorca (Balaguer, 2007), i caracteritzat les zones afectades per processos de col·lapse actuals i subactuals a les costes del Llevant i Migjorn de Mallorca (Fornós, 1999; Robledo i Pomar, 2000; Robledo et al., 2002), i que han culminat en una tesi doctoral sobre morfologies d'enfonsament de paleocolapses a les costes del Migjorn de Mallorca (Robledo, 2005). Segons Balaguer (2006) la relació entre processos de moviments de masses i l'esdeveniment d'un moviment sísmic és un factor important a tenir present en els estudis d'àmbit comarcal que contempen aspectes relacionats amb caigudes de blocs i esllavissades, basat en les cartografies de sismologia de Giménez (2001) i Giménez et al. (2002).

Altres aspectes litorals com són la presència de ventalls al·luvials fòssils han estat analitzats per Rodríguez-Perea (1998), Gómez-Pujol, (1999), Pomar et al. (2015), i posteriorment reinterpretats per Pomar et al. (2013b, 2015a). Dins aquesta línia de ventalls i morfologies dunars fòssils destaquen els recents treballs de Pomar et al. (2013a, 2014) a Menorca i del Valle et al. (2013, 2015 a i b) a Eivissa, que culminaran amb sendes tesis doctorals dins l'any 2016. Gràcia i Vicens (1998) realitzaren un esquema sobre l'evolució de processos erosius a les costes carbonatades de Mallorca i Menorca i les seves morfologies resultants. Els treballs de

Clemmensen et al. (2001) i Fornós et al. (2002a) a la costa de Mallorca relacionen les architectures de les morfologies dunars fòssils adossades als penya-segats i relacionades amb antics nivells marins. Posteriorment Balaguer et al. (2008) analitzaren el retrocés d'aquesta tipologia de penya-segats tallats per canteres sobre Quaternari. La inestabilitat de talussos a la costa de Mallorca ha estat analitzada per Mateos (1997, 1998, 2000) a la Serra de Tramuntana, i per Roig-Munar et al. (2013a, 2014d) a alguns promontoris del Nord de Menorca. A Eivissa s'han realitzat treballs sobre la inestabilitat de la costa rocosa (Farriol et al., 2013) i la formació de platges de còdols associades a l'erosió de penya-segats (Roig-Munar et al., 2013b), mentre que a Menorca Estrada i Obrador (1998) analitzaren la formació de platges de còdols associades al desmantellament dels afloraments dels conglomerats del Triàsic. A Menorca es feren les primeres aproximacions a la presència de mants eòlics ubicats sobre penya-segats, desvinculats de la línia de costa i la seva relació amb pujades del nivell del mar (Pons et al., 2012). Sayol et al., (2014) realitzaren un estudi sobre la recent evolució de les costes rocoses de Mallorca amb l'ús de sistemes d'informació geogràfica. Destaquen les aproximacions a l'erosió microgranular de caràcter antròpic sobre penya-segats inestables a Menorca (Roig-Munar et al., 2009), i una primera aproximació basant-se amb enquestes de percepció a pescadors sobre la localització de punts erosius a la costa rocosa de Menorca (Martín-Prieto et al., 2013).

S'ha de mencionar l'existència de la publicació periòdica del Bolletí de la Societat d'Història Natural de Balears es troben abundants treballs sobre les costes rocoses de les illes Balears, i la publicació ENDINS, de la Federació Balear d'Espeleologia, centrada en l'estudi del carst, i on es troben bons exemples de les morfologies càrstiques litorals. Així mateix, en les darreres dècades, els estudis sobre costes rocoses han estat força abundants a les jornades de Medi Ambient de les illes Balears (Pons, 2001, 2004, 2008; Pons et al., 2013), així com a diferents publicacions sobre carst i cavitats (Ginés i Ginés, 1995). Trobem aportacions sobre geomorfologia litoral als llibres "Aspectes geològics de les illes Balears" (Fornós, 1998), "Geomorfologia litoral. El Migjorn i Llevant de Mallorca" (Fornós et al., 2007), "Geografia física de Menorca" (Rosselló et al., 2003) i "El Migjorn de Menorca" (Fornós et al., 2004b), una monografia de l'estudi del Quaternari (Ginés et al., 2012), "La Geomorfologia litoral i Quaternari" (Pons i Vicens, 2007), "El Carst" (Gracia et al., 2011), així com alguns capítols dedicats a costes rocoses dins el llibre de gestió integral de costes (Rodríguez-Perea et al., 2012).

La temàtica que aborda la presència de blocs a les costes rocoses ha estat un tema recent en la producció científica, tot i que Cuerda et al. (1991) i Gracia i Vicens (1998) ja citaven la presència de blocs associats a l'erosió marina de les capes inferiors dels estrats de plataformes marines (Mallorca). La presència de blocs és un tema que ha estat tractat recentment per Bartel i Kelletat (2003), Kelletat et al. (2005) i Shefers i Kelletat (2003) a algunes àrees de Mallorca, on relacionen els blocs sobre plataformes carbonatades a processos mixtes d'onatge i tsunamis, establint equacions per discernir els blocs desplaçats per uns fenòmens dels altres. Posteriorment Femenias (2007) realitzà una anàlisi de blocs de grans dimensions del Cap Salines, Mallorca, amb

l'aplicació de diferents equacions i arribant a la conclusió que eren blocs de tsunami, i proposant un estudi batimètric per detectar blocs en la zona submergida. Gómez-Pujol i Roig-Munar (2013) realitzaren una primera aproximació de l'origen dels blocs a la costa Sud de Menorca, atribuint-lo a processos d'onatges. Poc després Roig-Munar et al. (2013c, 2014 a, b i c, 2015) realitzaren estudis sobre blocs a les costes de Menorca i Mallorca, per ampliar-ho a la resta de les costes de les illes Balears, aplicant diferents equacions per tal de distingir entre els blocs associats a les tempestes i els blocs de tsunamis, i la relació d'aquests darrers amb trajectòries de tsunamis provinents del Nord d'Àfrica. Corrales (2015) analitzà, seguint les propostes de Femenias (2017), la possible presència de blocs a la zona submergida de Cap Salines, Mallorca, detectant diferents blocs de grans dimensions amb l'escaneig batimètric, tot i que no descartà que fossin blocs agrupats.

1.3.- Agents i processos en el modelat de les costes rocoses

L'estudi dinàmic de les costes rocoses consisteix a identificar els processos i agents de meteorització i erosió, així com estudiar la seva contribució en la formació del relleu. La caracterització dels agents de meteorització i l'erosió sobre substrats rocosos topa amb entrebancs de tipus metodològic i instrumental. Existeix certa dificultat per tal de discernir entre la meteorització i l'erosió en els processos geomorfològics que es produeixen a la realitat (Goudie i Viles, 1999). La meteorització i l'erosió consisteixen en l'alteració i posterior mobilització de la roca, amb interrelacions sobre una mateixa àrea o columna, i on juguen el seu paper a diferents escales i magnituds. La distorsió i les velocitats a les quals els mecanismes actuen i la seva materialització com l'erosió i el retrocés de la costa es poden observar a la Figura 1.3. La meteorització desenvolupa un doble paper en l'evolució del relleu: d'una banda hi ha mecanismes d'alteració, l'efectivitat dels quals destaca a escales temporals curtes, mentre que d'altres només tenen transcendència en escales temporals i espacials mitjanes i sovint puntuals (Bromirski et al., 2012; Young et al., 2014).

A escales temporals llargues l'erosió dels penya-segats pot estar condicionada per la resposta d'aquests davant una pujada del nivell marí (Lee, 2008; Castedo et al., 2012). Els processos que actuen a les costes rocoses es poden agrupar en cinc grans grups, tot i que a vegades no sigui senzill discernir on acaba l'acció d'un i on comença la de l'altre, o les sinergies que s'hi donen (Woodroffe, 2003; Young, et al., 2009 i 2014). Els cinc grans grups són; els processos hidràulics, processos mecànics, processos fisicoquímics, processos biològics i processos gravitacionals (Figura 1.3), a més a més d'altres processos propis dels vessants subaeris, però en les darreres dècades s'han d'introduir els efectes de tipus antròpic que han ajudat a l'alteració de la costa rocosa per l'acceleració de processos erosius (Neves, 2008; Roig-Munar et al., 2009).

1.3.1.- Els processos hidràulics

Les forces hidràuliques produïdes per l'onatge inclouen la pressió hidrostàtica i la seva pressió dinàmica. La pressió hidrostàtica s'exerceix per la columna d'aigua que hi ha sobre una superfície de roca submergida i augmenta així com ho fa la profunditat, quedant superfícies de roques que romanen tot el temps submergides i d'altres que experimenten la pressió hidrostàtica de forma alterna, aquest joc de càrrega i descàrrega de la superfície rocosa pot contribuir al seu debilitament (Trenhaile, 1987). La pressió dinàmica com a agent de la meteorització i/o erosió de les costes rocoses involucra les forces de tensió i fricció de l'aigua amb la roca i amb el material solt en l'acció d'impacte continuat sobre el penya-segat. Cal afegir-hi les accions pneumàtiques derivades de la interacció entre aigua i aire, especialment a esquerdes, canals i conductes amb efectes sobre les comunitats biològiques (Gaylord, 1999) i/o en el desmantellament de fragments de roca de mida variable, afavorits pel diaclasament i la presència de fractures (Balaguer, 2006). L'energia de l'ona depèn de la posició on trenca, o de la seva reflexió a la façana del penya-segat, condicionada aquesta per un tipus de perfil, on la batimetria hi juga un important paper, i pel tipus de substrat. Aquests processos hidràulics seran també responsables de treure blocs per dipositar-los sobre la costa o bé de l'arrabassament de blocs i el seu trasllat terra endins, com són els tsunamis (Scheffers i Kelletat, 2003).

1.3.2.- L'acció mecànica de l'onatge

L'acció mecànica la duu a terme l'onatge quan carrega o desplaça material sedimentari on hi dominen els processos d'abrasió i d'atracció marines. L'abrasió marina és l'erosió de la roca causada pel frec i el xoc de materials transportats per les ones (Jones i Williams, 1991), destacant també el procés pel qual les partícules de sediment, colpejant la roca i arran de l'impacte, la fragmenten, especialment quan se'n desprenen materials de diferents característiques o propietats mecàniques, com és el cas de materials durs sobre penya-segats blans. La comparació de les taxes d'erosió entre costes rocoses (penya-segats i plataformes litorals), amb presència de materials susceptibles d'actuar com a agents erosius posa de manifest la importància de l'acció mecànica.

1.3.3.- Els processos de meteorització subaèria i subedàfica

Es tracta de processos de meteorització que actuen sobre la costa i que estan tan interrelacionats que costa destriar-los (Bland i Rolls, 1998). La meteorització per l'acció de l'aigua a baixes o altes temperatures, o la meteorització per sals són un dels processos més recurrents a les costes rocoses (Goudie i Viles, 1997). Són molts els factors que hi intervenen, des dels canvis en els paràmetres geoambientals com la temperatura o d'humitat, tot augmentant les dimensions dels cristalls i la pressió que exerceixen sobre la porositat de la roca (Goudie, 2000). Un altre procés de meteorització física fa referència a la humectació i dessecació de la superfície de les

roques arran dels cicles mareals, curts períodes de pluja o temporals i/o la presència d'argiles expansives, que amb una porositat baixa està interrelacionada amb la meteorització per sals (Hall i Hall, 1996). Entre els processos químics destaca la hidratació, la dissolució, la carbonatació, la hidròlisi, així com els processos d'oxidació i reducció. La carstificació està relacionada amb els efectes del diòxid de carboni (CO₂) present en solucions aquoses, que interacciona amb el carbonat càlcic en un conjunt de reaccions reversibles en funció de la saturació respecte CO₂ o CaCO₃.

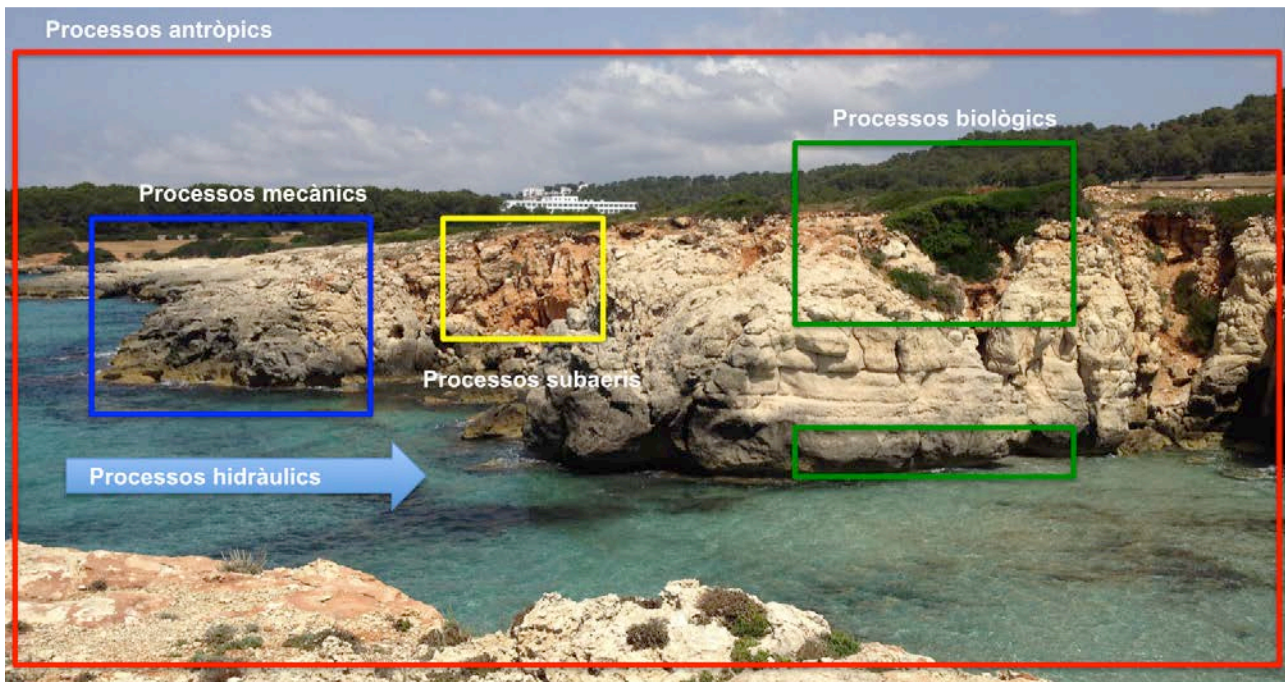


Figura 1.3. Agents i processos que actuen en el modelat de costes rocoses. Esquema adaptat sobre una imatge de costa rocosa del Sud de Menorca.

1.3.4.- L'acció biològica

L'acció biològica fa referència a l'influx dels organismes en l'alteració, erosió i forma de la costa rocosa. Aquesta acció pot tenir diferents signes, per la qual cosa es parla de bioerosió, bioprotecció i bioconstrucció (Naylor et al., 2002) tant pels processos bioquímics i/o biomecànics. Diferenciem els atribuïbles a la vegetació, especialment la de tipus arbori que afavoreix la microerosió, i l'atribuïble a la fauna que nidifica als penya-segats. A menor escala trobem organismes que poden entapissar la superfície de la costa i protegir-la de l'acció mecànica i de la hidràulica. D'altres, arran de la seva etologia, graten la roca per tal d'obtenir-ne el seu aliment, o bé n'ataquen la superfície amb àcids orgànics (Andrews i Williams, 2000). També hi ha organismes que tenen el seu nínxol ecològic a la roca i, per tal de protegir-se dels depredadors, o a causa del seu creixement, alteren la roca.

1.3.5.- Processos subaeris de vessants

L'acció dels processos subaeris que desenvolupen la seva acció als penya-segats i plataformes litorals abracen des de la caiguda de petits fragments de roca, la reptació dels vessants, l'arrabassament i desplaçaments de blocs, la sortida de blocs de la mar cap a terra, fins als grans moviments de masses. Els processos subaeris que operen a les costes estan relacionats amb l'aportació d'aigua de precipitació i d'escolament, i també per l'onatge o masses d'aigua que donen lloc a desplaçaments. Aquests es troben condicionats pel tipus de roca i la seva fracturació i morfologia, tot i que la major part dels moviments de masses semblen ser la resposta a la càrrega hidràulica de la roca (Duperret et al., 2002) mediatitzada per l'estructura i les diàclasis (Dibb et al., 1983; Blanco, 2001; Jones i Williams, 1991).

1.3.6.- Processos antròpics

En general, les actuacions que afecten a la costa rocosa són les de defensa, l'estabilització del talús rocós, la creació de ports esportius, la construcció sobre penya-segats, i més indirectament la retenció de sediments dins les conques fluvials. Tot i que moltes d'aquestes accions poden donar lloc a la creació de noves platges, de ports o de pantans, aquests es creen en detriment d'espais litorals adjacents associats dins el sistema de cel·la morfosedimentària, els quals es veuen afectats de forma regressiva per la interrupció de la dinàmica litoral (Copeiro, 1980; Peña, 1989; Young et al., 2014). Aquestes accions afecten a ecosistemes submergits (Rodríguez-Perea et al., 2000; Medina et al., 2001) i a l'increment de processos erosius sobre penya-segats per la desaparició de sistemes platja-duna associats (Lee, 2008).

1.4.- El paper del substrat i el vector evolutiu

El ritme d'erosió de les costes rocoses i les formes que adopten estan relacionades, d'una banda, amb els processos que el modelen (físics, químics, biològics i antròpics) i d'altra banda, amb el tipus de roca, l'estratigrafia, l'estructura i el espai-temps (Dibb et al., 1983). Aquest darrer cal entendre'l des d'una doble perspectiva; en primer lloc, com el temps durant el qual els processos d'erosió-meteorització han actuat sobre la costa, i en segon lloc, com la història climàtica i geològica de la costa i els seus testimonis (Trenhaile, 2002).

El tipus de roca que aflora als penya-segats o plataformes és extremadament important a l'hora de determinar la taxa d'erosió. La majoria de les plataformes litorals, a les illes Balears, es desenvolupen en roques relativament dèbils, com són calcarenites i bretxes calcàries (Gómez-Pujol, 2006). El temps d'exposició del rocam als agents i processos de meteorització i erosió, també modifiquen les propietats geomecàniques, de manera que el vector temporal hi juga un rol fonamental. Pel que fa al paper de resposta de la roca, una mateixa litologia respon de manera diferent als processos de meteorització i erosió segons els tipus de costa i els factors geoambientals, així com les formes dominants a l'àrea.

Les debilitats estructurals internes (juntes, fractures i diàclasis) també exerceixen un paper important com a controls primaris de la forma, dels mecanismes i de les taxes d'erosió de les costes rocoses. Els plans de debilitat afavoreixen i acceleren l'acció de l'onatge i accentuen les irregularitats del rocam (Fookes et al., 1988). Sovint, molts penya-segats aplomats es corresponen amb penya-segats estructurals, on un pla de falla delimita la façana del penya-segat (Fornós et al., 2005). En altres ocasions, les discontinuïtats faciliten el desmantellament del penya-segat o de la plataforma perquè d'una banda ofereixen més superfície de roca a l'atac dels processos i, per l'altra, en redueixen la resistència mecànica. Un dels altres problemes a considerar en l'estudi de les costes rocoses és si les formes que ens ocupen són contemporànies o elements relictos. Aquí s'ens fa difícil diferenciar quina és la preponderància dels processos de meteorització subaeris i/o físics-químics-biològics sobre l'acció hidràulica i viceversa, i quin és el paper que hi juga l'home en l'acceleració d'aquests i en quines escales temporals.

1.5.- Hipòtesi i objectius de l'estudi

El coneixement científic de les costes rocoses des d'una perspectiva morfodinàmica, especialment a les illes Balears no s'ha tractat profundament, i el significat de la presència de blocs dipositats sobre les costes rocoses s'ha tractat de forma molt recent i puntual. El present treball parteix de la hipòtesi de partida que els blocs aïllats i/o en forma de cordons dipositats damunt de les costes rocoses de les quatre illes poden tenir un origen mixt per processos de tsunami i processos de tempesta.

Es proposa estudiar i analitzar els patrons de sedimentació dels blocs ubicats sobre les plataformes rocoses. A partir de la informació que ens proporcionaran aquests blocs es pretén interpretar els fenòmens d'onatge i/o de tsunami que afecten i han afectat a les costes rocoses de les illes Balears. Cal establir models que determinin les tipologies de les acumulacions de blocs de les costes rocoses sobre la base de paràmetres que determinen i afavoreixen la presència d'aquests sobre les costes.

L'objectiu general és la identificació i caracterització de dipòsits de tsunamis al litoral rocós de les illes Balears a partir d'indicadors geomorfològics. Considerant les indicacions de Roger i Hebert (2008), on esmenten que els models numèrics de les trajectòries tsunamítiques realitzats per Hebert i Alasset (2003), i Álvarez et al. (2010), requereixen un estudi detallat relacionat amb la possibilitat de l'existència de dipòsits de tsunamis a la Mediterrània occidental, amb especial atenció a les illes Balears. És per açò que es planteja els següents objectius específics;

- 1.- La identificació d'àrees amb presència de blocs associats a fluxos hídrics provinents de grans onades a les plataformes rocoses de les illes de Mallorca, Menorca, Eivissa i Formentera.
- 2.-La caracterització de les àrees emergides, i dels processos que influeixen a cadascuna d'elles (a partir de: geologia, geomorfologia, topografies, tipus de costa,

orientació fracturació, morfometria, registre d'onatges, registre i modelitzacions de tsunamis).

3.- La diferenciació de blocs associats a tempestes i/o tsunamis segons indicadors morfomètrics, i l'aplicació de diferents paràmetres i formulacions.

4. L'establiment de l'edat dels blocs transportats i la cronologia dels events de tsunamis que els dipositaren, ja sigui mitjançant mètodes de datació o amb l'ús de dades dels registres històrics.

Capítol 2.- Marc geològic i geomorfològic



2.- Context geològic i fisiogràfic

Aquest capítol contextualitza la situació de les illes Balears en el marc fisiogràfic i geològic de la Mediterrània Occidental, així com els principals fenòmens estudiats en aquest treball que estan relacionats amb grans ones de tempestes i tsunamis i les seves manifestacions en forma de deposició de blocs sobre les costes rocoses.

L'actual geografia de les ribes de la Mediterrània es conforma, en el context de l'orogènia alpina, mitjançant un sistema desenvolupat a partir del Paleocè-Eocè fins a l'actualitat. Les illes Balears es situen a la part més occidental i formen les parts emergides d'una àmplia elevació submarina coneguda com el Promontori Balear. Aquest Promontori s'estén al llarg de 350 km en direcció NE-SW, té una amplada d'uns 100 km, i una alçada relativa sobre els fons circumdants d'entre 1.000 i 2.000 m (Acosta et al., 2002). Des del punt de vista geològic constitueix la prolongació del Sistema Bètic i està separat de la resta de la península Ibèrica pel solc de València, al NW, i envoltat per les profundes conques oceàniques de Provença i Algèria (Figura 2.1). Una de les principals característiques del promontori és que s'hi diferencien dos grans blocs: un bloc septentrional del que emergeixen les illes de Mallorca i Menorca; i un bloc meridional, del qual emergeixen les illes d'Eivissa i Formentera (Pitiüses).

Els elements més destacables del Promontori Balear són els relleus emergits, les illes Balears, les plataformes que les contenen, els talussos que les enllacen amb el fons submarins, els canals entre elles, els canons que travessen els talussos i les muntanyes submarines. El bloc septentrional s'eleva sobre els fons oceànics circumdants fins donar plataformes continentals amb fondàries de l'ordre dels 150 metres. Les dues illes que emergeixen en aquest bloc, Mallorca i Menorca, estan separades pel canal de Menorca, on s'assoleixen profunditats de 1.000 m. Els límits o ruptures de la plataforma són en la seva majoria abruptes i rectilinis, destacant l'escarp Emile Baudot, al SE. Per altra banda la plataforma que envolta el bloc meridional, format per Eivissa i Formentera, és relativament ample a l'W de les illes (25 km a l'oest de Formentera) i d'uns 10 km a la resta de zones. Els límits d'aquesta plataforma són també majoritàriament abruptes i rectilinis. Cal destacar que el bloc de les Pitiüses té els límits oriental i occidental orientats en direcció propera a N-S, orientació que només es repeteix a l'E de Menorca.

L'escarpament Emile Baudot és l'accident més destacable del Promontori, ja que forma un esglaió rectilini que arriba gairebé als 2.000 m de desnivell i s'estén en direcció NE-SW al llarg d'uns 200 km. Aquest escarpament marca el límit entre el Promontori Balear, de naturalesa continental, i la conca d'Algèria, de naturalesa oceànica, i s'interpreta com una gran falla normal, on part dels límits de la plataforma abrupta del Promontori semblen estar condicionats per falles (Figura 2.1).

Els canals submarins més importants del Promontori són el d'Eivissa i el de Mallorca. El primer, amb una orientació N-S, està situat entre la Península i les Pitiüses, i el segon, amb una orientació NW-SE, separa Mallorca d'Eivissa. Els talussos del Promontori estan recorreguts per

diferents canons entre els quals cal destacar el Canó de Menorca, que discorre des del talús meridional de Menorca fins als 2.200 m de profunditat direcció N-S. Val a dir que aquests trets fisiogràfics expliquen en bona part, els models d'arribada dels tsunamis a les Balears i les seves heterogenitats que se descriuen més endavant (Figures 2.14 a 2.20 i apartat 2.8)

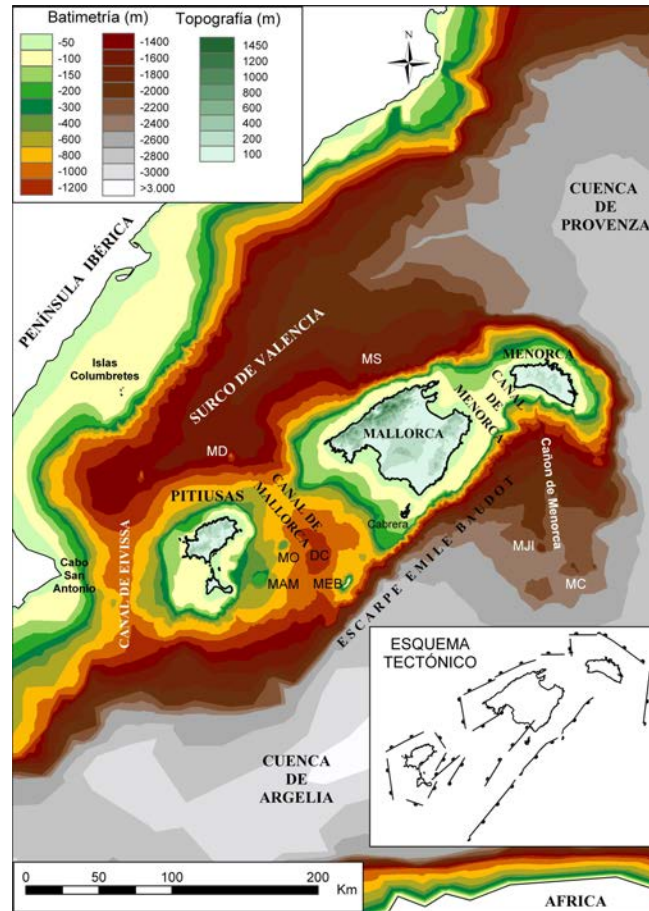


Figura 2.1. Mapa batimètric i esquema tectònic del Promontori Balear. Font: Giménez et al. (2007).

2.1.- Els blocs del Promontori Balear

2.1.1.- El bloc septentrional: Mallorca i Menorca

El bloc septentrional del Promontori Balear està format per dues illes, Mallorca i Menorca, i s'estén al llarg d'uns 200 km en direcció NE-SW i amb una amplada de 100 km. El bloc queda limitat pel canal de Mallorca al SE i envoltat en la resta de zones per profunditats superiors als 2.000 m (Figura 2.1).

2.1.1.1.- Mallorca

És la major de les illes amb una superfície de 3.622.5 km², unes dimensions màximes de 95 km des del seu extrem occidental (Sant Elm) fins l'oriental (Cap de Capdepera), i de 79 km des del punt més septentrional (Cap de Formentor) fins al més meridional (Cap de Ses Salines) (Figura 2.2). L'estructura de l'illa és el producte d'una evolució complexa en la qual es poden

diferenciar tres grans etapes: una primera etapa mesozoica, bàsicament extensiva, una segona etapa de compressió alpina (Oligocè i Miocè mitjà), i finalment l'extensió neògena i quaternària. L'illa està constituïda, des d'un punt de vista geològic, per un conjunt de horsts i grabens limitats per grans falles normals formades a partir del Miocè superior, orientades preferentment NE-SW i amb desplaçaments quilomètrics. Així, de SE a NW es diferencien: 1) la Serra de Tramuntana, la més gran de totes i orientada obliquament respecte les altres: N-050° E; 2) les Serres de Llevant, amb una orientació general N-030° E, i finalment; 3) el Pla Central, compost pel pla de Campos, les Serres Centrals (orientades N-035° E), i els plans de Palma, Inca i Sa Pobla (Figura 2.2).

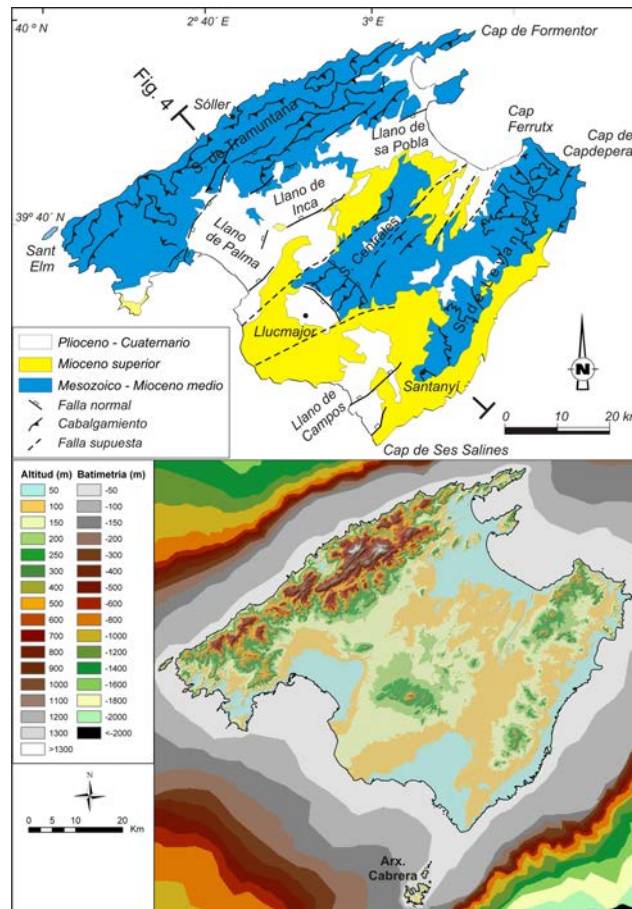


Figura. 2.2. Model digital del terreny i mapa geològic simplificat de Mallorca. Font: Giménez et al. (2007).

La Serra de Tramuntana és una alineació muntanyosa paral·lela a la costa nord-occidental de l'illa, la part més elevada de la qual correspon al seu sector central. Aquests relleus estan constituïts per potents masses de calcàries dolomítiques del Lias inferior i potents formacions de bretxes calcàries de diferents edats, disposades en làmines encavalcants imbricades amb convergència al NW. Així mateix s'obren algunes valls excavades sobre els materials més tous, margosos del Triàsic (Keuper), del Juràssic superior-Cretaci i/o del Miocè inferior (Burdigaliense). La vora NW d'aquesta serralada presenta abruptes penya-segats sobre el mar, mentre que al SE, els seus relleus descendeixen suaument fins al Pla Central.

Les Serres de Llevant estan constituïdes per un conjunt de muntanyes amb pendents suaus i formes arrodonides que abasten des dels caps de Capdepera i Ferrutx fins a les proximitats de Santanyí. En aquest punt les Serres de Llevant queden tapades discordantment per materials del Miocè superior i Plio-Quaternaris. Els relleus mostren altituds més modestes que a la Serra de Tramuntana, i la seva estructura geològica consisteix en un sistema imbricat de encavalcaments que presenta el nivell d'enlairament en el Triàsic, amb una convergència cap al NW (Sàbat et al., 1988). Igual que a la Serra de Tramuntana les valls s'emplacen sobre materials tous del Triàsic Keuper, el Cretaci inferior i/o el Miocè inferior, mentre que els escarpaments i les zones culminants de les muntanyes s'esculpeixen sobre les calcàries del Juràssic inferior.

El Pla Central comprèn una àmplia àrea situada entre les dues serres, dins del qual es poden diferenciar tres dominis geomorfològics: el Pla de Palma i el Pla d'Inca-Sa Pobla, situats a la zona occidental, el Pla de Campos-Manacor que limita amb les Serra de Llevant, i els suaus relleus centrals coneguts com Serres Centrals que queden tapats per la plataforma de Lluçmajor en el seu sector S.

L'estil estructural de les Serres Centrals és diferent de la resta de les serres, degut a que els encavalcaments involucren una sèrie estratigràfica de més gruixa i apareixen nous nivells d'enlairament. El tret estructural més destacable és la freqüent disposició de materials paleògens per sobre de materials del Miocè inferior. L'estructura bàsica de les Serres Centrals consisteix en la coexistència d'encavalcaments dirigits cap al N que afecten la quasi totalitat de la sèrie mesozoica, i de retrocabalgaments amb l'enlairament a un nivell estratigràfic superior, a la base del Paleogen. Aquest tipus d'estructura, en falca, es reflecteix en la convergència NW dels plecs que afecten el Mesozoic i la convergència tant NW com SE dels plecs que afecten el Paleogen.

En les Serres de Llevant, el sentit del transport tectònic era de N310-315E (Sàbat, 1986), mentre que a la Serra de Tramuntana, el sentit d'emplaçament dels encavalcaments ha estat de N322E. Aquest canvi en el sentit del transport ha quedat reflectit en l'orientació actual de les serres a Mallorca: NE-SW per la Serra de Tramuntana, i NNE-SSW per a les Serres de Llevant. Tant les Serres de Llevant com les Serres Centrals estan fossilitzades per una plataforma escllosa d'edat miocena superior, on la superfície subaèria ha estat aplanada i emplenada per materials Plio-Quaternaris. Aquestes zones conformen extenses plataformes que queden truncades per la incisió de torrents i pels penya-segats costaners (Gómez-Pujol et al., 2013). L'orientació dels torrents i dels penya-segats no és aleatòria sinó que està condicionada per la fracturació post-alpina. Així, gran part dels torrents i la línia de costa d'aquestes zones de Mallorca tenen orientacions NE-SW i NW-SE. Aquestes direccions coincideixen amb les de les falles normals neògenes i amb la fracturació que afecta els materials post-alpins (Céspedes et al., 2001; Giménez et al., 2002). Els plans que ocupen l'espai entre les serres es corresponen a depressions amb subsidència activa durant el Miocè superior i el Plio-Quaternari, la qual cosa determina l'existència d'importants farcits de materials d'aquestes edats.

2.1.1.2.- Menorca

Menorca, la més septentrional i oriental de les Balears, abasta una superfície de 694,7 km², amb poc més de 53 km de longitud d'E a W, i 19 km d'amplada màxima de costa N a costa S. S'hi distingeixen dues grans unitats geomorfològiques: la regió de Tramuntana i la regió de Migjorn (Bourrouilh, 1983; Pomar et al., 2002), separades per un traç orientat ESE-WNW, que s'estén des de Cala Morell fins a Maó (Figura. 2.3). Amb una estructura geològica i uns materials diferents, cadascun d'aquests dos sectors registra diferents etapes de l'estructuració mesozoica i cenozoica de l'illa. L'estructura de Tramuntana reflecteix principalment l'etapa compressiva desenvolupada durant l'Oligocè superior i el Miocè mitjà, mentre que l'estructura del Migjorn reflecteix bàsicament l'etapa extensiva del Miocè superior i Plio-Quaternari.

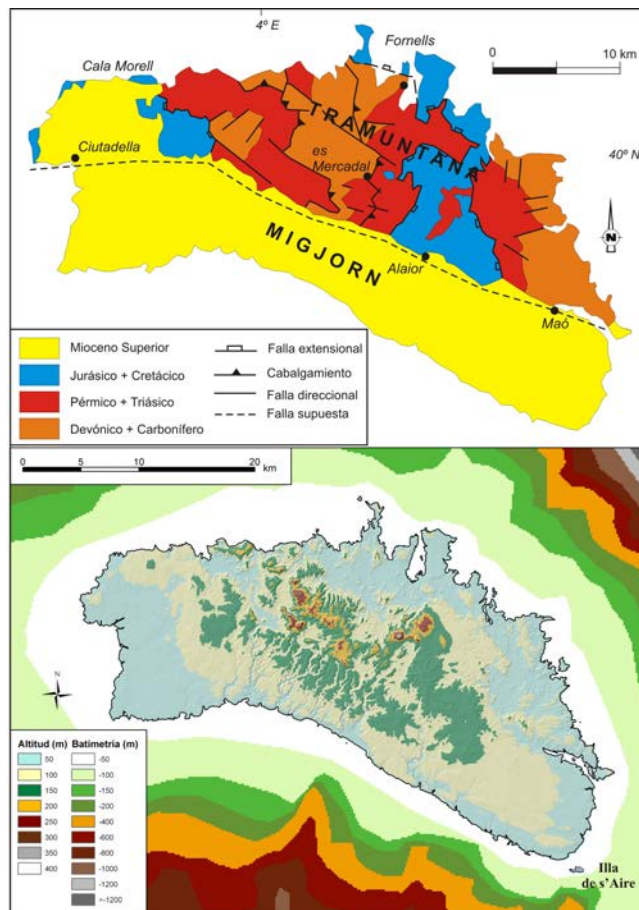


Figura. 2.3. Model digital del terreny i mapa geològic simplificat de Menorca. Font: Giménez et al. (2007).

La regió de Tramuntana, meitat septentrional de l'illa, és una regió accidentada, formada per nombrosos turons que rarament sobrepassen els 250 m d'altitud. Les seves costes són molt retallades, agrestes i presenten petites cales. Aquest sector es troba estructurat en un sistema de làmines encavalcants que estan recobertes discordantment per dipòsits d'edat del Miocè superior (Obrador, 1972; Bourrouilh, 1983; Rosell i Llompart, 2002).

L'emplaçament d'aquests dipòsits, que involucren materials del Paleozoic, Mesozoic i l'Oligocè, es va produir entre l'Oligocè i el Miocè superior. Els materials paleozoics ocupen gairebé

la meitat de la regió septentrional i comprenen principalment pissarres, gresos, conglomerats i algunes calcàries fines que donen lloc a turons arrodonits. Els materials mesozoics, margosos, areniscosos i carbonatats, originen relleus més variats, amb turons escarpats, entre els quals trobem les altures més importants. Finalment, les calcàries i dolomies juràssiques formen les extenses plataformes aplanades d'Alaior i Fornells.

La regió de Migjorn, meitat meridional de Menorca, correspon a una àmplia plataforma aplanada, poc elevada i suaument inclinada cap al mar, solcada per profunds barrancs encaixats, de traç sinuós. Presenta un relleu marcadament tabular i les seves costes de penya-segats, es troben trencades per cales (Segura et al., 1999; Rosselló et al., 2002). Geològicament es troba constituïda per calcarenites i calcàries esculloses subhorizontals del Miocè Superior, amb un gruix probable de 400 m (Rosselló et al., 1997). La fracturació que s'observa en el Migjorn menorquí presenta, al sector central, unes direccions N, NNE o NNW, mentre que els sectors oriental i occidental les fractures predominants tenen orientacions E, ENE o ESE. El fet que la direcció predominant dels torrents o barrancs coincideixi, en cada un dels tres sectors, amb la direcció de fracturació, fa suposar que el traçat de la xarxa de drenatge a la regió meridional de Menorca estigui condicionada per l'orientació de les fractures (Gelabert et al., 2005).

2.1.2. - El bloc meridional: Eivissa i Formentera

Les illes Pitiüses són la part emergida del bloc meridional del Promontori Balear. El bloc Pitiús s'estén al llarg de 75 km en direcció N-S i té una amplada d'uns 45 km. Limita al W amb el canal d'Eivissa, amb profunditats màximes de 900 m, al NE amb el canal de Mallorca, on la profunditat arriba als 1.000 m, pel solc de València al NO, amb profunditats inferiors a 1.500 m, i per la conca d'Algèria al S i ES, des de la qual s'eleva a partir de profunditats superiors als 2000 m (Figura 2.1). Les Pitiüses estan formades per dues illes majors, Eivissa i Formentera amb uns 541 i 82 km² d'extensió respectivament, separades per un canal amb profunditats inferiors als 50 m (Figura 2.4). Es poden considerar com una sola unitat morfològica en què es diferencia un domini N format per Eivissa, on bàsicament afloren materials plegats per l'orogènia alpina, i un altre meridional format per Formentera i els seus illots, en què afloren materials post-alpins (Miocè superior i Plio-Quaternaris). Aquesta característica és la responsable que Formentera sigui, a grans trets, una illa plana, mentre que Eivissa presenta un relleu molt més irregular i abrupte.

2.1.2.1.-Eivissa

Eivissa té una forma el·líptica amb un eix major orientat en direcció NE-SW d'uns 40 km i un eix menor d'uns 20 km. Des del punt de vista morfològic es poden diferenciar dues zones muntanyoses i dues àrees deprimides que conformen franges amb orientacions ENE-WSW. Des del punt de vista tectònic-estratigràfic s'ha dividit clàssicament en tres unitats que conformen franges amb orientació NE-SW. A grans trets les unitats meridionals cavalquen sobre les septentrionals i en totes elles es reconeixen plec i encavalcaments convergents o tombats

majoritàriament cap al NW (Rangheard, 1972; Fontboté et al., 1983; Durand-Delga i Rangheard, 2013). Durant aquesta etapa de deformació, i amb posterioritat a ella, se sedimenten materials terrígens que conformen actualment els grans afloraments de les zones deprimides. L'edat de la deformació a les Pitiüses coincideix amb la de la resta de les Balears, entre finals de l'Oligocè i el Miocè mitjà.

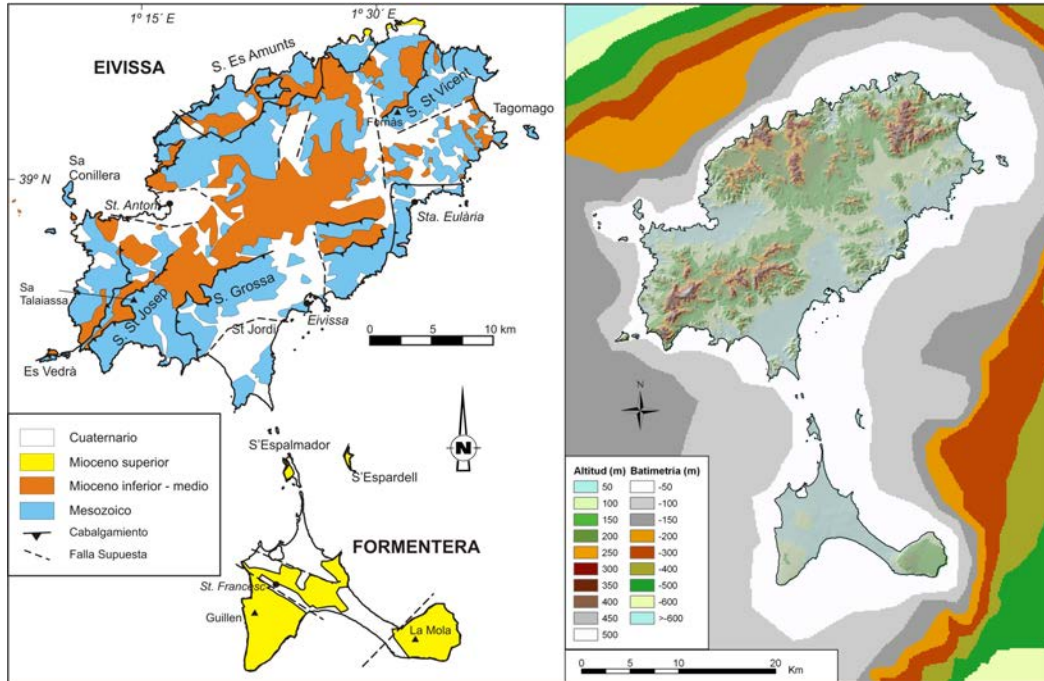


Figura 2.4. Model digital del terreny i mapa geològic simplificat de Pitiüses. Font: Giménez et al. (2007).

Les Serres del Nord presenten una terminació septentrional en forma de penya-segats molt abruptes constituïts per calcàries i dolomies del Juràssic inferior i del Cretaci mitjà, superant en alguns sectors els 300 m d'altitud. Per contra, el vessant meridional d'aquestes serres presenta pendents molt més suaus. Aquesta asimetria és el resultat del capbussament general dels materials cap al E-SE. A la depressió de Sant Antoni-Santa Eulària es diferencien alguns pujols arrodonits que arriben els 300 m d'altitud, però la majoria està per sota dels 100 m. En aquesta àrea afloren bàsicament materials detrítics del Miocè inferior d'origen marí, turbidites i conglomerats, al costat de materials triàsics de les fàcies del Keuper, argiles i guixos. Es pot considerar que aquesta zona central d'Eivissa és constituïda per una conca durant l'orogènia alpina. Les Serres meridionals tenen una extensió menor que les septentrionals però en elles es troben els punts culminants d'Eivissa. La part occidental d'aquestes serres acaba amb penya-segats orientats cap al W i NW formats per paquets de calcàries del Cretaci superior. D'altra banda, la part oriental i meridional presenta relleus suaus i arrodonits, asimetria deguda a la convergència de les estructures. A la depressió de Sant Jordi i Ses Salines afloren bàsicament materials plio-quaternalis de diversos orígens. Aquesta depressió pot associar-se a un plec sinclinal, no descartant la presència de falles post-alpines.

2.1.2.2.-Formentera

Formentera i els seus illots es caracteritzen per tenir un relleu relativament pla. Presenta una forma irregular allargada en direcció E-W on les parts central i NE constitueixen zones deprimides respecte als extrems oriental i SW. Les àrees litorals es poden considerar com petites plataformes, constituïdes per fàcies esculloses del Miocè superior, que acaben bruscament formant penya-segats verticals. A les zones deprimides afloren bàsicament sediments plio-quadernaris que recobreixen els materials neògens. Aquesta configuració i la mateixa forma de l'illa pot associar-se a falles normals NE-SW i NW-SE post-alpines, orientació que també condiciona el traçat dels torrents de l'illa.

Un cop descrits aquests dos blocs del Promontori Balear, podem resumir que, segons Giménez et al. (2007), l'estructura de les illes Balears és el producte d'una evolució complexa que abasta dos grans etapes: una primera etapa compressiva associada a la col·lisió oligo-miocena, i finalment, una etapa extensiva activa a partir del Miocè superior. Cadascuna d'aquestes etapes, en funció de la seva durada, intensitat i edat, ha deixat una empremta en l'actual morfologia de les illes, condicionant la pràctica totalitat del relleu actual.

2.2.- La plataforma submergida de les Balears

Les característiques batimètriques del Promontori Balear (Figura 2.1), les dimensions dels diferents fetch als quals s'orienten les línies de costa, i les característiques de l'onatge són factors que condicionen les característiques hidrodinàmiques que afecten a la costa. Les característiques de la plataforma que envolta les zones emergides del Promontori Balear queden paleses amb detall al treball realitzat per Acosta et al. (2002), on el talús, present entre la plataforma continental i les plataformes abissals, Canal de València i Conca Nord-africana se inicià a partir d'una profunditat mitjana de 139 m. La presència de terrasses, rases d'abradió i barres de sediments, localitzades a diferents batimetries, són el testimoni de l'estabilització del nivell de la mar a cotes més baixes que l'actual línia de costa. Mallorca i Menorca tenen una plataforma continental de característiques similars, estreta i de tipus esglaonada a la part septentrional, i més ampla i amb pendent suau a la part meridional (Acosta et al., 2002). Donades les característiques batimètriques i la morfologia vertical dels penya-segats en alguns punts de la costa es podria associar amb els penya-segats profunds (Wooddroffe, 2002). L'elevada presència de penya-segats verticals al vessant occidental i nord-occidental de la Serra de Tramuntana, de les Serres de Llevant i els sectors S de Menorca, així com l'elevat pendent que presenten les plataformes continentals submergides, permet la ubicació del rompent i batuda de les ones a zones molt properes al litoral o a sobre d'ell, de manera que la influència marina adquireix una importància al peu dels espadats que tendeixen a configurar costes de perfil vertical (Emery i Kuhn, 1982; Trenhaile, 1987).

Butzer (1962) en el seu treball pioner sobre la geomorfologia de les costes de Mallorca, considerà que les costes espadades conformen més de la meitat del perímetre insular i les relacionà amb els indrets on la isobata dels -20 m es troba a una distància inferior als 500 m de la línia de costa, en aquests casos el pendent o gradient de la plataforma continental acostuma a ésser major de l'1%. Les costes de rampa es troben associades a plataformes continentals submergides amb gradients menors al 0,5% al llarg d'uns 10 km mar endins. En aquest cas les ones toquen el fons a distàncies properes a 1 km de la costa i les ones de menor altura ho fan a menys de 100 m. Els litorals de restinga i albufera, localitzats a l'interior d'algunes cales, especialment al S de Menorca i al Llevant de Mallorca, i els fons de les badies de Mallorca i Eivissa, s'associen amb les plataformes submergides en les que la isobata de -5 m es troba a una distància compresa entre els 100 i 200 m de la línia de costa, de forma que les grans onades formades durant les tempestes de forts vents trenquen a més de 100 m mar endins.

	1 A/C		2		3 B		6B		7 A/C/D		TOTAL
	% Costa illa	% Balears	% Costa illa	% Balears	% Costa illa	% Balears	% Costa illa	% Balears	% Costa illa	% Balears	
Balears		52		10,3		6,4		3,2		7,4	79,3
Mallorca	51	24	7	3,2	7,9	3,7	3,2	1,5	6,7	3,1	35,5
Menorca	49	11	13,8	3,2	1,1	0,3	3	0,7	12,6	2,9	18,1
Eivissa	56	11	13,3	2,6	4,2	0,8	3,9	0,7	4,3	0,8	15,9
Formentera	41	3	14,5	1	22,7	1,7	2,9	0,2	2,4	0,2	6,1
Cabrera	81	3	4,9	0,2	0,6	0,02	0,4	0,02	8,7	0,3	3,54

Taula 2.1. Percentatges de les diferents tipologies de costes rocoses a les illes Balears. Font: Balaguer (2012).

2.3.- Geomorfologia litoral de les costes rocoses a Balears

Les costes són una manifestació de la condició insular, els diferents ambients costaners que es troben en el litoral Balear no es disposen hermèticament els uns respecte dels altres sinó que existeix un solapament i interacció entre els diversos tipus de costa. Es calcula que aproximadament un 80% de la població mundial viu a una franja situada a menys de 100 km de la línia de costa (Carter, 1988), i les illes Balears responen a aquest esquema. Gran part del litoral balear està fortament antropitzat degut a la dependència de l'economia de les illes en el sector turístic. La costa que es desenvolupa a la major part de la Mediterrània occidental, i també a les illes Balears, es caracteritza per un règim micromareal. Les fluctuacions en el canvi del nivell del mar no solen ésser superiors als 0,25 m, i són principalment degudes als canvis de la pressió atmosfèrica, induïdes pel vent i per les influències astronòmiques i gravitacionals (Basterretxea et al., 2004). Les costes rocoses es refereixen a aquells litorals que estan formats per un substrat rocós. No tenen perquè adoptar morfologies espadades o conformar plataformes litorals, i poden presentar acumulacions de sediments no consolidats (graves, arenas i, de forma excepcional llims) que es solen localitzar a les zones interiors de les badies i dins d'altres trams costaners amb una elevada profunditat a les zones més reguardades de l'embat de l'onatge (Trenhaile, 2002).

Les costes rocoses suposen gairebé un 80% del total de la línia de costa mundial (Emery i Kuhn, 1982), essent sistemes que no tenen la capacitat de recuperar-se de l'erosió, i per tant, són

més vulnerables del que es pensava segons Naylor et al. (2010). En el nostre cas, a les illes Balears aquesta relació és d'entorn d'un 80% per a la costa rocosa, davant d'un 10% aproximadament per a les costes d'acumulació i un 10% per a les modificades per l'home (Balaguer, 2012). Les costes rocoses representen per tant, un important percentatge a cadascuna de les illes, suposant el 83,22% del perímetre de l'arxipèlag (Taula 2.1).

Segons els criteris de sensibilitat ambiental la costa balear ha estat subdividida en 8 tipologies (Figura 2.5), on les costes rocoses es presenten categoritzades en: 1) costes de penya-segats alts i exposats, 2) costes rocoses amb presència de blocs, 3) costes rocoses baixes amb intercalació de dipòsits de materials no consolidats, i 4) costes rocoses formades per materials consolidats (Balaguer, 2012; Sayol et al., 2014). Així doncs, les costes espadades són característiques de bona part del litoral de les illes Balears, i les formes dels seus penya-segats estan sotmeses a les principals característiques de l'organització morfoestructural dominant de les principals unitats del relleu. Aquestes costes presenten una sèrie de variacions en quant a la disposició i orientació de la línia de costa, en funció dels materials que les componen, el grau de meteorització, disposició de materials i altura s.n.m. Aquests factors juntament amb l'acció dels processos d'erosió marina i subaèria, que poden actuar individualment o de forma conjunta, donen lloc a una variada sèrie de formes de penya-segats (Balaguer, 2006).

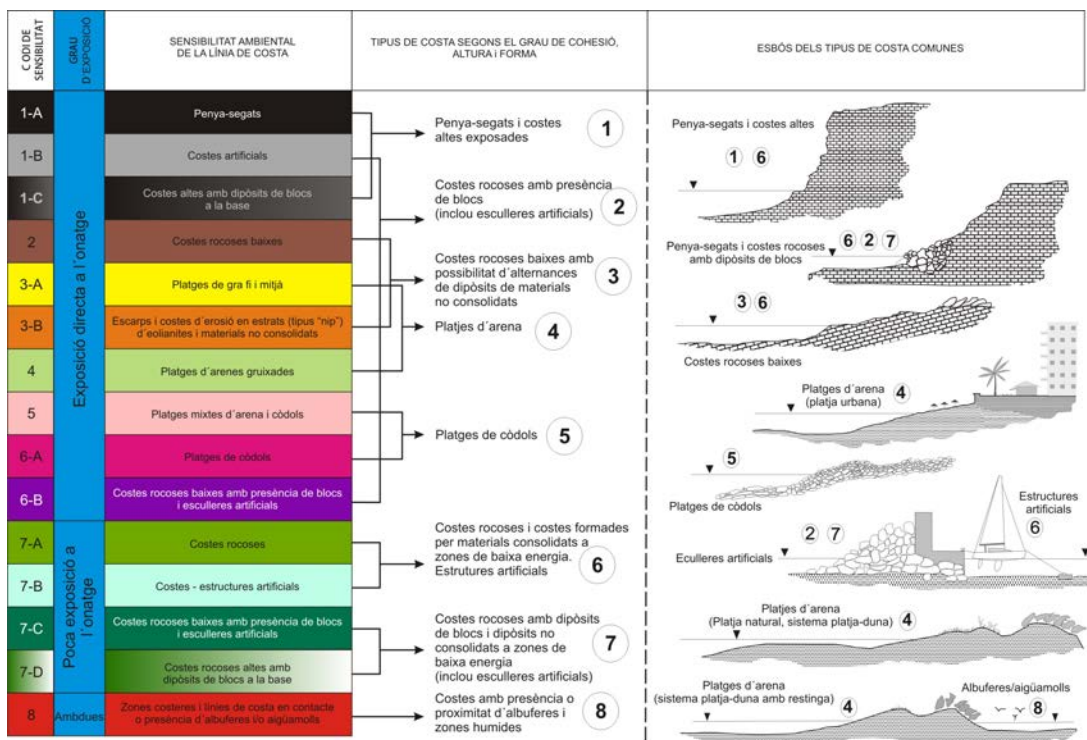


Figura 2.5. Classificació de les costes de les illes Balears. Font: Balaguer (2012).

Segons Balaguer (2012) els litorals rocosos que estan controlats pels processos marins tindran tendència a ésser verticals: els controlats pels processos subaeris tindran tendència a ser còncavs, i els que presentin unes discontinuïtats litològiques molt marcades, o una marcada

herència dels canvis glàcio-eustàtics ocorreguts al llarg del Quaternari, tindran tendència a presentar formes esglaonades. El gradient establert a la línia de costa entre els processos d'origen marí i els subaeris dona lloc a la diferenciació d'una sèrie de subzones que se caracteritzen per la dinàmica imperant a cada una d'elles (Gràcia i Vicens, 1998; Gómez-Pujol i Fornós, 2004). Tot i el caràcter estàtic i d'aparent estabilitat morfològica de les costes rocoses, es permès fer-hi subdivisions zonals. La zonació morfològica a les costes carbonatades de la Mediterrània occidental (Moses i Smith, 1994; Gómez-Pujol i Fornós, 2001) està condicionada per les característiques topogràfiques i per la distribució de la zonació morfoecològica. Això fa que les costes rocoses per cada una de les quatre illes presentin diferents trets morfològics.

2.3.1.- Mallorca

La disposició de les diferents unitats morfoestructurals de l'illa de Mallorca permet diferenciar àrees constituïdes per materials afectats per deformacions tectòniques i àrees formades per materials postorogènics. Podem apreciar diferents costes en base a les unitats descrites per Giménez et al. (2007).

2.3.1.1.- Serra de Tramuntana

Les costes de la Serra de Tramuntana es caracteritzen per presentar una forta relació entre l'altura, la duresa dels materials, la disposició d'aquests i l'estructura dominant per a cada tram de costa. La tendència general dels seus relleus litorals és la de presentar forts pendents als vessants orientats cap al NW i pendents més suaus als vessants orientats vers al SE. Els penya-segats majors de 120 m es troben arreu però presenten una forta concentració en el tram comprès entre el Port de Sóller i el Cap de Formentor. Per altra banda les costes més baixes es troben als extrems NE i SW, a l'interior de cales i badies. Es tracta d'una costa inestable en alguns punts com els trams del port d'es Canonge i el port de Valldemossa.

2.3.1.2.- Unitat d'Alcúdia

La Unitat d'Alcúdia es troba a la península d'Alcúdia que divideix les badies d'Alcúdia i Pollença, i al seu litoral hi afloren materials més joves que pertanyen al Quaternari i són tant de tipus al·luvial, dunar, com de materials acumulats al peu dels vessant marítims. Els materials que presenten una major extensió són els corresponents al Quaternari, dipòsits d'eolianites corresponents a dunes fòssils, conglomerats d'origen al·luvial i material procedent de l'erosió dels vessants (Gómez-Pujol, 1999).

2.3.1.3.- Les costes de les Serres de Llevant

Les Serres de Llevant es caracteritzen per tenir més del 50% de les costes amb altures inferiors als 3 m. Els materials que constitueixen aquestes costes presenten poca variabilitat

litològica. Els principals afloraments són en forma de dipòsits dunars fossilitzats. Els penya-segats de majors alçades, entre 60-120 m, es desenvolupen sobre les dolomies juràssiques entorn del Cap Ferrutx i Cap des Pinar. Les costes amb altures compreses entre 15 i 30 m solen presentar un cert polimorfisme de perfils: verticals, convexes i còncaves, i estan formades principalment per les dolomies juràssiques i les margocalcàries del Cretaci.

2.3.1.4.- Les costes dels relleus tabulars post-orogènics

Els relleus tabulars post-orogènics formats per les calcàries i calcarenites del Miocè superior i pels nivells de calcarenites del Pliocè, no afectats per deformació tectònica compressiva, presenten afloraments d'una gran continuïtat a la zona del llevant, migjorn i part sudoccidental de Mallorca. Es poden diferenciar tres zones separades per àrees de conca reblides per dipòsits plio-quaternaris. La primera i més extensa és la que es localitza a la part del llevant de Mallorca, formada per materials calcaris corresponents a la Unitat d'Esculls i a les Calcàries de Santanyí i per dipòsits dunars fossilitzats del Quaternari que es disposen a diferents nivells i de forma adossada respecte dels anteriors. La segona es localitza a la part del migjorn de Lluçmajor, formada, majoritàriament pels materials corresponents a la Unitat d'Esculls i una part important de nivells d'eolianites del Quaternari. La tercera franja litoral, que es localitza de manera discontinua dins de la part occidental de la Badia de Palma i en el SW de Mallorca, la constitueixen els materials del Miocè superior, del Pliocè i del Quaternari. Algunes característiques generals d'aquest conjunt de costes, en quant a formes, són el predomini de perfils verticals, còncaus i esglaonats, encara que també adquireixen una notable importància, sobretot pel que fa a l'àrea del Llevant, les costes amb perfil vertical i rasa d'abrasió.

2.3.1.4.1.- Marina de Llevant

S'estén des del Cap Salines fins la Badia de Cala Millor, i és el tram de costa més extens format pels relleus tabulars post-orogènics. Els materials que afloren són les Calcàries de Santanyí i la Unitat d'Esculls del Miocè superior que es solen manifestar amb un ample espectre d'altures i formes verticals, esglaonades i espadats amb rasa d'abrasió. Els dipòsits litorals del Quaternari es solen disposar de manera adossada als materials del Miocè superior adoptant formes esglaonades i còncaves. Les costes amb perfil vertical són les més importants, i solen estar constituïdes per les Calcàries de Santanyí, presentant altures i perfils variables. Els espadats verticals amb una rasa d'abrasió heretada adherida, són una tipologia de forma costanera comuna en aquest sector.

2.3.1.4.2.- Marina de Lluçmajor

Les seves costes, formades per materials que corresponen al Quaternari i al Miocè superior, presenten les majors altures a la part central, a on assoleixen gairebé els 120 m, i van perdent altura a mesura que ens desplaça'm cap als seus extrems. Aquest fet s'ha relacionat amb

un fenomen de basculament del terreny (Cuerda i Sacarès, 1992). Es caracteritza per estar format, en la seva major part, per dipòsits marins i litorals del Quaternari disposats en grans paquets damunt un basament del Miocè superior. La major part són costes de perfil vertical, esglaonades o còncaues amb altures no superiors als 120 m, i la costa de la Marina de Lluçmajor, principalment de perfil vertical i còncau.

2.3.1.5.- Les costes de les conques post-orogèniques

Es tracta de costes amb relleus suaus que també s'estenen baix el nivell de la mar, en alguns casos fins a 10 km (Butzer i Cuerda 1962; Rosselló, 1964). Aquest fet, juntament amb la presència de praderes de *Posidonia oceanica*, enteses com a fonts primàries de producció de sediment (Duarte et al., 1999; Rodríguez-Perea et al., 2000; De Falco et al., 2003) permet la formació de litorals de platja, que en molts casos, gràcies a la planura dels relleus, desenvolupen sistemes dunars associats, tant actuals com relictos.

2.3.2.- Menorca

Menorca reflecteix el contrast entre dos sectors de característiques geològiques i geomorfològiques ben marcades i diferenciades: les regions de Tramuntana i Migjorn (Figura 2.3). Dels 216 km de la línia de costa menorquina, bona part són costes espadades i són majoritàries al sector septentrional.

2.3.2.1.- Sector de Tramuntana

Al N de l'illa trobem la regió de Tramuntana, d'uns 267 km² de terrenys paleozoics i mesozoics esquarterats per una xarxa de fractures de direcció general NW-SE (Bourrouilh, 1983) que permeten la formació d'un talús on s'adossa la potent formació calcarenítica, d'edat miopliocènica, que caracteritza la regió del Migjorn. Es tracta d'un relleu força complex que es tradueix en una costa molt articulada. Arran de mar s'aixeca una modesta alineació de relleus trencats per valls a favor de la fracturació N-S on es disposen les cales. Per la seva banda la resta de relleus de Tramuntana s'organitzen entorn a les planes centrals d'es Mercadal i d'Alaior (Rosell i Llompart, 2006). Pons i Gómez-Pujol (2003) en diferencien tres sectors, el primer, de Sa Punta de s'Esperó al Cap de Favàritx, representa la transició d'un penya-segat de 70 m d'alçada a un espadat baix on hi trobem esculls, recalades i penetracions desenvolupades sobre roques devonianes, pissarres, arenisques i esquistos, amb diferents morfologies de cales i penya-segats baixos, molts d'ells associats a eolianites fòssils adossades a la costa. El segon sector engloba la línia de costa entre el Cap de Favàritx i la Mola de Fornells. Es tracta d'una costa construïda sobre materials calcaris juràssics amb penya-segats de magnituds força importants. És un tram de costa on destaca el grau d'articulació i la presència d'accidents geogràfics tant importants com les badies d'Addaia i la de Fornells.

Finalment el tercer àmbit el constitueixen els grans espadats que des del cap de Cavalleria cauen a plom amb timbes de 100 m, que s'eleven a 200 m a sa Falconera i 70 m al cap de Bajolí. En aquest darrer tram de la costa septentrional, l'articulació és menys accentuada que al sector de Llevant i és on trobem una xarxa de drenatge molts cops penjada.

2.3.2.2.- Sector de Migjorn

La regió meridional és una potent formació calcarenítica, d'edat miopliocènica que s'adossà als materials de la regió de Tramuntana en forma d'un escull coral·lí. És una plana monòtona amb petites ondulacions que cobreix poc més de 435 km², excepte a voramar quan la formació cau en potents penya-segats. L'altura mitjana del sector de Migjorn oscil·la entre els 75 m i sòls trenquen la monotonia de l'altiplà els barrancs encaixats en direcció SW que desemboquen en petites cales i valls de reblliment (Rosselló et al., 1997). La influència de la tectònica sobre el relleu del migjorn es fa evident dividint aquest sector en tres grans blocs, formats per la reactivació d'antigues falles alpines, amb diferents graus d'estabilitat (Segura et al., 1999).

El sector central, situat entre Cala'n Turqueta i Son Bou, funciona com un conjunt de horsts amb importants deformacions recents (Gelabert et al., 2005). La costa apareix espadada i trencada per la incisió de barrancs que arriben a tallar el freàtic pel que afloren diverses surgències d'aigua (Rosselló, 2005). A l'E i al W d'aquest sector central, trobem dos altres blocs més enfonsats i basculats cap al sud (sectors de Maó i Ciutadella), el que justificaria unes costes baixes i una organització embrionària de la xarxa de drenatge que actua sobre ella.

2.3.4.- Pitiüses

2.3.4.1.- Eivissa

El litoral eivissenc es caracteritza per una major profusió de les formes de penya-segats, sobre tot al litoral del quadrant NW i al SE. Els altres dos quadrants, encara que les morfologies de penya-segats hi són presents, no tenen l'alçària o verticalitat dels anteriors, fins i tot, en aquests sectors es presenten àmplies zones de costa de graó. El caràcter abrupte de la costa es veu freqüentment truncat per la presència d'entrants que originen raconades morfològicament properes a les formes de cales. Tal vegada la nota més discordant en el litoral de l'illa d'Eivissa, la constitueix la petita península meridional del cap Falcó i el Corb Marí, on queden intercalades ses Salines i es Cavallet. Molt possiblement, durant el Quaternari, els dos relleus estructurals d'aquesta península foren illots deslligats de l'Illa major, i que avui hi romanen units per una doble restinga tombòlica on es recolzen les platges del Codolar i d'en Bossa (Roig-Munar et al., 2013).

En general la costa rocosa d'Eivissa és força inestable, no identificant gran nombre de cales, si no costes de deposició associades a penyals inestables. Les dunes rissianes constitueixen la duna basal de les sèries eolianítiques quaternàries d'Eivissa, majoritàriament aquests dipòsits descansen a sobre de calcàries i marges mesozoics (Henningsen et al., 1981).

La presència d'aquests dipòsits dunars és considerable al SW, al litoral occidental de Sant Antoni de Portmany, les seves potències poden ser molt variades; no obstant això, sovint no sobrepassen els 5 m.

2.3.4.2.- Formentera

Fisiogràficament Formentera presenta dos sectors. Al sector oriental, on s'ateny la major alçària, el promontori de la Mola constitueix una plataforma elevada que s'assenta sobre calcàries esculloses subhorizontals del Miocè superior, d'edat tortonianes, que donen una costa de penya-segats abruptes que arriben als 130 m d'alçària. A la part occidental de Formentera, sobre les mateixes calcàries, i en aquest cas constituint un relleu monoclinal basculat vers el N, s'aixeca l'altre gran promontori que al S culmina amb el cap de Barbaria. Per mor de l'esmentat basculament, presenta a la part meridional i nord-oriental un litoral de penya-segats més o menys escarpats, en canvi, cap al N, el promontori va davallant d'alçària de forma progressiva fins a acabar en una àmplia plataforma costanera amb dos sectors llacunars, l'estany del Peix i l'estany Pudent. Els dos promontoris que conformen els extrems de l'Illa estan connectats per una estreta franja, interpretat com a istme (Servera, 1997) de dimensions aproximades d'1,5 km d'amplària per 5 km de longitud. Aquest istme presenta un litoral baix que, a la costa meridional, està format per unes alternances de sectors de platja amb afloraments rocallosos d'eolianies, mentre que al vessant septentrional la costa és majoritàriament rocosa.

2.4.- Tectònica de la conca mediterrània

La zona mediterrània es caracteritza per una tectònica molt complexa que es pot descriure en el marc de la col·lisió entre les plaques euroasiàtica i africana (Henares et al., 2003). El conjunt del mar Mediterrani es caracteritza per un conjunt de subconques pregones, que van des dels 3.000 m de la conca occidental i del mar Tirrè, fins els 4.500 m que caracteritzen el mar Jònic. Les característiques generals d'aquesta conca cobreixen tots els fenòmens, sísmic, volcànic i/o gravitacional, que podrien generar un tsunami (Marone et al., 2004). Comprèn un nombre de regions geodinàmiques afectades per diferents activitats sísmiques (Pondrelli et al., 2002). El centre de la conca Mediterrània es caracteritza per un alt nivell de sismicitat cortical amb alta intensitat (Mònaco i Tortorici, 2007). Tinti et al. (2005) descriuen les principals estructures tectòniques al Mediterrani, amb especial èmfasi en tres regions diferents que s'adopten com a fonts sismogèniques i tsunamítiques segons models de simulacions numèriques, i on la col·lisió límit de plaques Euràsia-Àfrica assumeix diferents expressions.

L'extrem occidental de la Mediterrània a la Figura 2.6-a mostra la convergència entre les plaques Ibèrica i Africana com a responsable de la Serralada Bètica al S de la península Ibèrica i del cinturó de les muntanyes del Nord d'Àfrica. Al centre de la Mediterrània, poden ser reconegudes, com a resultat de la lenta convergència orogènica entre els cinturons dels Alps i els Apenins, diverses estructures complexes amb interaccions mútues a la conca del Tirrè, i els

marges de subducció, així com l'arc de Calàbria. Una complexitat similar és evident també a l'est del Mediterrani. Les plaques que subdueixen sota Euràsia al llarg de l'Arc Hel·lènic ho fan a un ritme del voltant d'1 cm/any, mentre que el mar Egeu representa una conca extensional amb taxes d'obertura de l'ordre de 3,5 a 4 cm/any (McClusky et al., 2000). L'arc de Xipre és l'expressió de la col·lisió entre la placa d'Àfrica i la microplaca d'Anatòlia. D'altra banda la dorsal mediterrània, SW de la rasa Hel·lènica, representa una estructura de naturalesa molt debatuda (Pichon et. al., 2002). Finalment, la falla del N d'Anatòlia és un sistema de falles que formen l'àmplia frontera entre la placa euroasiàtica i el bloc d'Anatòlia.

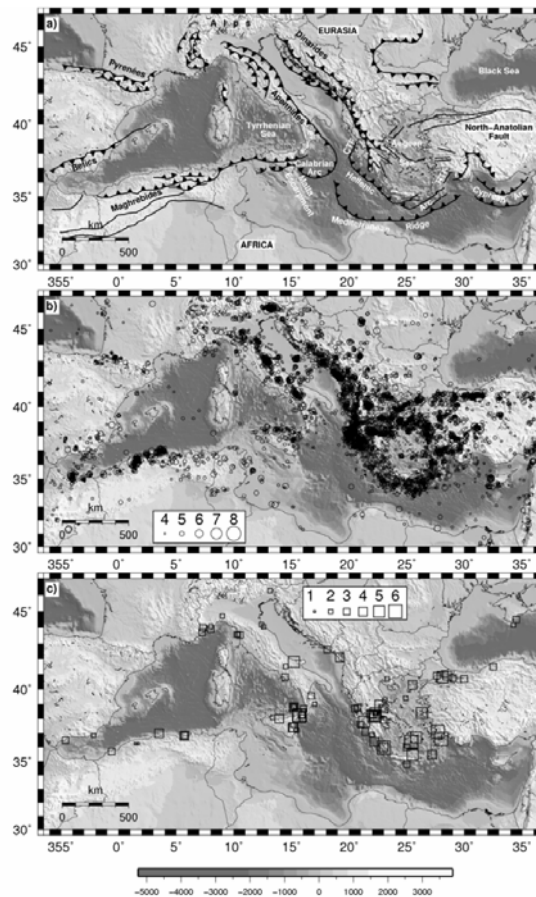


Figura 2.6. Esbós geogràfic de la zona mediterrània amb la topografia i batimetria ombrejada: A) Principals lineacions tectòniques (línies amb triangles indiquen els marges de subducció). B) Esquema de sismicitat a la zona (sols els terratrèmols amb magnitud superior a 4 i menor profunditat de 30 km amb la mida del símbol proporcional a la magnitud). C) Activitat tsunàmica deduïble del catàleg europeu de tsunamis (són proporcionals a la intensitat del tsunami, escala de 6 graus). Font: Tinti et al., (2005).

2.5.- Sismicitat i activitat de tsunami al Mediterrani

La sismicitat a la conca mediterrània està fortament vinculada a les seves característiques tectòniques. La Figura 2.6-b mostra la ubicació dels epicentres recollits al Catàleg Nacional d'Informació de Terratrèmols (USGS) des de 1973, on només es representen els de magnitud superior a 4 i els poc profunds (profunditat ≤ 30 km). La Figura 2.6-c mostra els esdeveniments de tsunami, segons Tinti et al. (2001a), d'acord amb una versió actualitzada del catàleg realitzat per Tinti et al. (1999), i abarçant un interval de temps que s'estén des de 6000 a.C. fins a 2003 d.C.

Els esdeveniments es representen amb símbols de diferents mides, proporcionals a la intensitat de tsunami mesurat en l'escala de Sieberg-Ambraseys. Segons la sismicitat i distribució dels tsunamis Tinti et al, (2005) defineixen tres subregions diferents: 1) El N d'Algèria (Mediterrani occidental), 2) el Tirrè S i l'E de Sicília (Mediterrani central), i 3) l'Arc Hel·lènic (Mediterrani oriental), que segons Vannucci i Gasperini (2004), representen diferents estils de deformació recents.

Per a cada subregió es descriuen els terratrèmols més importants i els tsunamis registrats, com a base per desenvolupar un escenari de propagació dels tsunamis des de la font al llarg de tota la conca mediterrània (Figura 2.7).

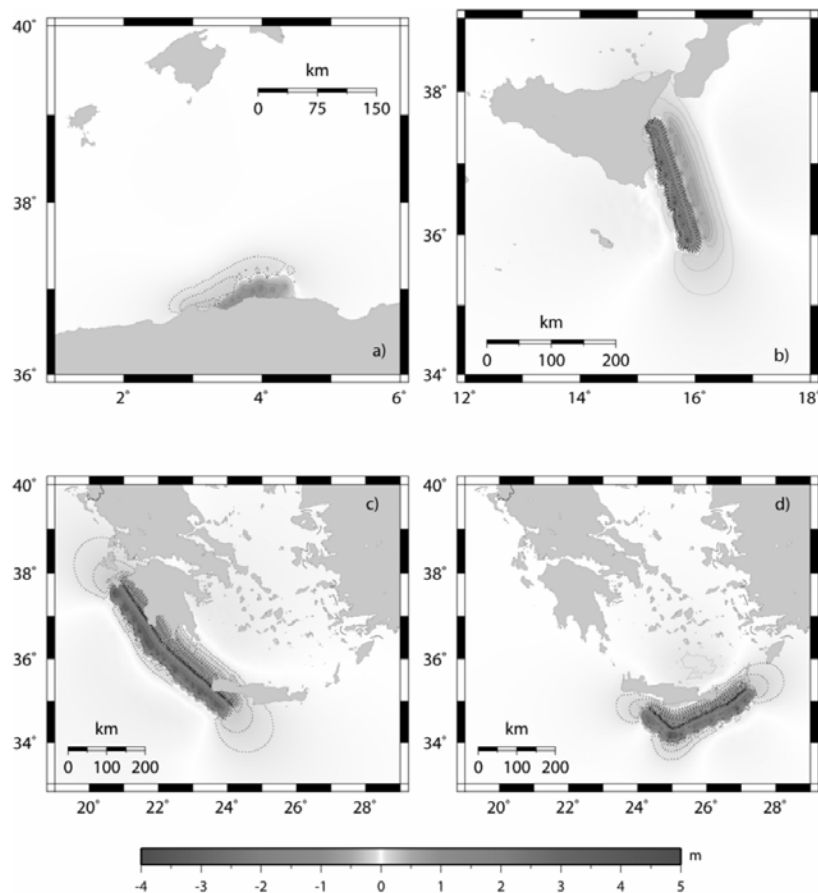


Figura 2.7. Condicions inicials de tsunami per a cadascuna de les tres fonts de terratrèmols. Font: Tinti et al. (2005).

2.5.1.- Conca mediterrània occidental

La sismicitat històrica i instrumental indiquen que el N d'Algèria està exposada a perills i riscos sísmics rellevants (Harbi et al., 2003a i b). L'esdeveniment més gran registrat és el terratrèmol de Asnam, del 10 d'octubre de 1980, amb una magnitud de 7,3, i l'últim esdeveniment sísmic va ser el de Zemmouri del 21 de maig de 2003, amb una magnitud de 6.9. Aquest darrer va generar un tsunami que es va observar a Algèria i Espanya, i va arribar a les costes de França i Itàlia. Les ones màximes registrades foren de 2 m a les illes Balears i els danys foren materials a

alguns ports de Menorca, Mallorca i Eivissa. Les simulacions d'aquest tsunami foren realitzades per diversos autors (Hébert i Alasset, 2003; Alasset et al., 2006) i la conclusió general d'aquests estudis és que el terratrèmol va ser generat per una falla inversa, donant lloc a una deformació significativa del fons marí, responsable del tsunami.

2.5.2.- Tírrè Sud-Oriental de Sicília

La conca S del Mar Tírrè i l'E de Sicília és una de les regions més actives de la Mediterrània. Els catàlegs dels terratrèmols d'Itàlia contenen nombrosos esdeveniments amb magnituds superiors a 7 (Tinti et al., 2004), i entre ells, els tsunamis de l'11 gener de 1693 i del 28 de desembre de 1908, que van donar lloc a onades superiors als 10 m. Sirovich i Pettenati (2001) correlacionen aquests tsunamis amb el moviment d'una falla situada a l'E de Sicília.

Altres estudis, basats en simulacions numèriques del tsunami de 1693 (Tinti et al., 2001b; Tinti i Armigliato, 2003), proposen el seu origen en la tectònica activa extensional d'una estructura topogràfica coneguda com l'escarp de Malta. Hi ha dos punts principals que estan a favor de l'escarp de Malta com el principal responsable del tsunami. En primer lloc, hi ha evidències de l'activitat recent de les falles al llarg de l'escarp (Argnani i Bonazzi, 2005), i en segon lloc, l'origen sísmic del tsunami està afavorit per la gran extensió de les zones costaneres greument afectades.

2.5.3.- Arc Hel·lènic

Juntament amb Itàlia i Turquia, Grècia presenta la major activitat tectònica al Mediterrani. A causa de la seva antiga civilització, el seu rècord històric documentat de terratrèmols i tsunamis és un dels més llargs del món (Tinti et al., 2005). Grècia presenta una tectònica complexa, dominada per la subducció al llarg de l'Arc Hel·lènic, de la litosfera d'Àfrica sota la placa Euroasiàtica. Aquesta estructura consisteix en un arc sedimentari exterior i un arc volcànic interior (Benetatos et al., 2004; Papazachos et al., 2000a.). L'Arc Hel·lènic està delimitat en els seus extrems nord-occidental i oriental per dues grans falles (Figura 2.6-a). La magnitud més alta registrada en aquesta zona és de 8,3 el 21 de juliol de l'any 365 a. C. (Stiros i Papageorgiou, 2001), amb probable hipocentre en alta mar, al llarg dels eixos principals de falla paral·lela (Stiros, 2001). El terratrèmol generà un tsunami conegut per haver destruït la zona del delta del Nil (Stiros, 2001). Un altre tsunami important fou l'esdeveniment de 1303, amb una magnitud estimada de 8 (Papazachos, 1996) i que afectà a Creta, Rodes, Xipre, Síria i Israel i també a la regió del delta del Nil. Encara que se sap que els grans tsunamis a Grècia poden estar relacionats també amb activitat volcànica (Minoura et al., 2000), també es consideren dues fonts diferents de la rasa Hel·lènica. La primera font corre paral·lela a la secció occidental de la rasa i és molt probable que el seu moviment sigui el responsable del terratrèmol de l'any 365 a. C. d'intensitat 8.3. La segona és una falla d'encavalcament mar endins, al S-W de la costa de Turquia.

2.6.- Règim onatges

La conca de la Mediterrània presenta un clima marítim moderat, amb valors màxims d'alçada d'ona en els darrers 50 anys propers als 10-11 m durant els mesos d'hivern. Per al cas particular de l'W de la Mediterrània els onatges més intensos estan generats per tempestes del NE, amb vents que generen grans onatges, i també per tempestes del NW associades a vents de "mestral" que generen fort onatge entre les Balears, Còrsega i Sardenya (Bertotti i Cavaleri, 2008). L'efecte de l'ombra de les Balears i la dispersió angular de les tempestes produeixen una reducció en la magnitud dels nivells de retorn més alts a la zones costaneres de Catalunya i a les costes del S de les Balears (Cañelles, 2010). Cañelles et al. (2007) realitzaren una estimació de la variabilitat espacial de la recurrència de 50 anys pel període d'alçada d'ona significativa del mar Balear i les costes catalanes. Cañelles (2010) definí l'onatge de les Balears utilitzant diferents eines de mesura com les boies d'aigües profundes, que proporcionen paràmetres de l'onatge i del vent en temps real, i els comparà amb les dades de boies HIPOCAS (Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe) (Soares, 2008), equipades amb eines de mesurament de direcció d'onades i amb una brúixola de 3 eixos d'orientació, acceleròmetres de desplaçaments verticals i direcció de desplaçament, mesurant la direcció d'onades, mitjana de període d'ona, i el pic del període i l'alçada d'ona, entre d'altres paràmetres.

2.6.1.- Caracterització preliminar d'onada al mediterrani nord-occidental

La part nord-occidental i la part central de les Balears es veuen sotmeses a vents del N (Tramuntana i Mestral) durant part de l'any, mentre que la part oriental es modula en general per una variabilitat estacional. El paper dels Pirineus, a la part W, i dels Alps, a la zona NE, són els límits decisius per al vent i la pressió, fet que condiciona la distribució sobre tota la conca de la Mediterrània occidental (Orfila et al., 2005). Els vents locals a la regió de la Mediterrània es veuen afectats per les fronteres de muntanya que poden canalitzar el flux cap al mar, el que augmenta la seva velocitat, i són una causa important de les tempestes sobre la Mediterrània entre Itàlia i les illes Balears (Flamant et al., 2003).

2.6.2.- Distribució d'alçades d'ona significativa

Segons Cañelles (2010) observem a la Figura 2.8 els nivells mitjans d'alçada d'ona significant (AOS) que oscil·len entre 0,5 a 0,6 m a les zones costaneres peninsular i de 1,2 m a la línia de contorn compresa entre el golf de Lleó i Marsella. Aquest gradient E-W del territori mostra com els nivells de l'AOS no es distribueixen per igual al llarg de la Mediterrània occidental a causa de la variabilitat del vent. Els valors de l'AOS varien al llarg de l'any: són alts en els mesos de tardor-hivern amb valors per sobre d'1 m, a excepció de la zones costaneres. Durant aquests mesos el gradient espacial d'E-W és més visible perquè els vents locals influeixen en la costa amb més intensitat, especialment a l'àrea inferior al golf de Lleó. En aquesta àrea en particular els

valors mitjans AOS estan per sobre de 1,8 m al desembre, per contra, durant els mesos de primavera-estiu la intensitat AOS cau per sota d'1 m en tota la zona, especialment entre les illes Balears i el litoral català aconseguint valors mitjans de només 0,3 m.

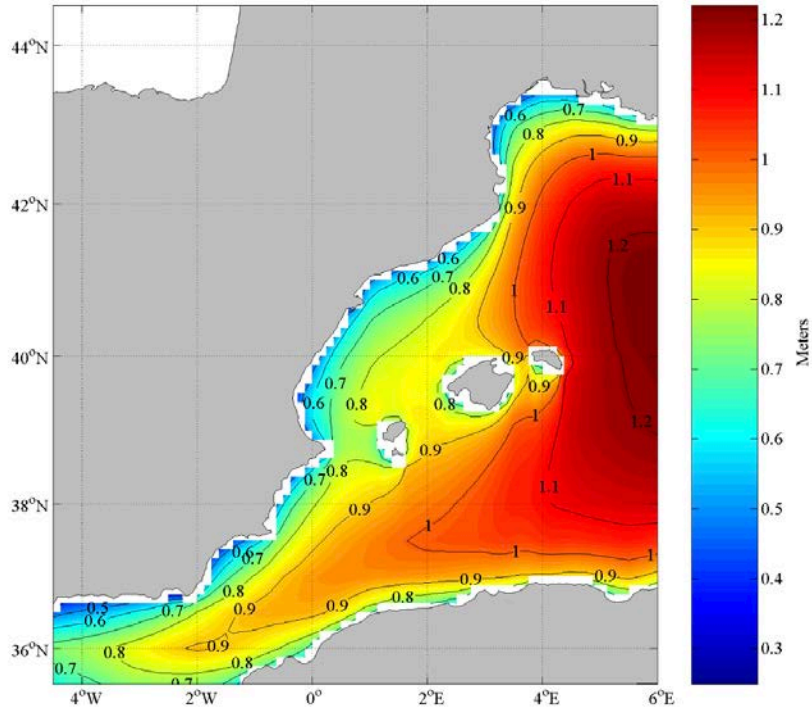


Figura 2.8. Alçada d'ona significativa obtinguda de la base de dades HIPOCAS 50 anys de mitjana, Mediterrani Occidental. Font: Cañelles, 2010.

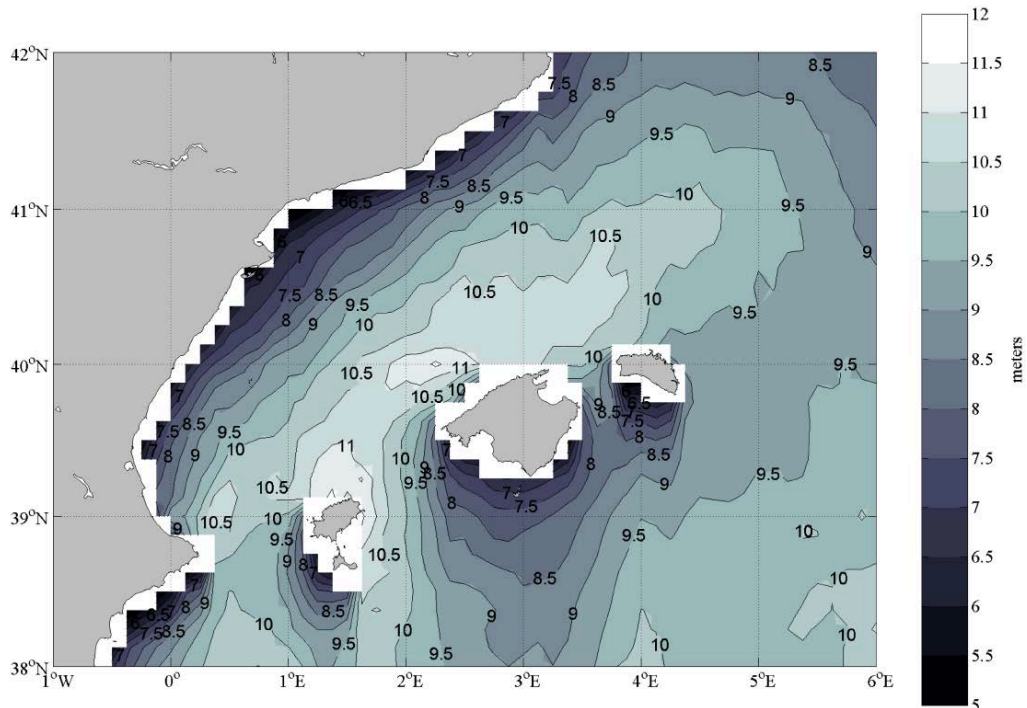


Figura 2.9. Distribució espacial d'alçada d'ona significativa dels darrers 50 anys de registre. Font: Cañelles (2010).

2.6.3.- Distribució d'energia d'onades a la costa de les illes Balears

L'energia de les ones és un indicador de la direcció i la quantitat d'energia que conté la mar, i no es distribueix per igual, tant en la direcció com en l'energia en les diferents zones costaneres. L'anàlisi de tres boies HIPOCAS revelà que la majoria de l'energia es concentra a les ones procedents de N, amb una energia entre 0,5 i 5 kW/m. Les ones a la costa SW de Mallorca mostren que l'energia es divideix entre dues direccions principals: NNE i SSW. La direcció NNE mostra una energia entre 0,5 i 10 kW/m, i la direcció SSW mostra AOS menys energètic amb un rang entre 0,5 i 7 kW/m. A partir dels nodes HIPOCAS analitzats es conclou que l'àrea menys energètica correspon a la zona SE de Mallorca, on el rang d'energia presenta valors al voltant de 0,1 i 4 kW/m, distribuïda entre dues direccions principals AOS, l'ESE i el SW (Cañelles, 2010).

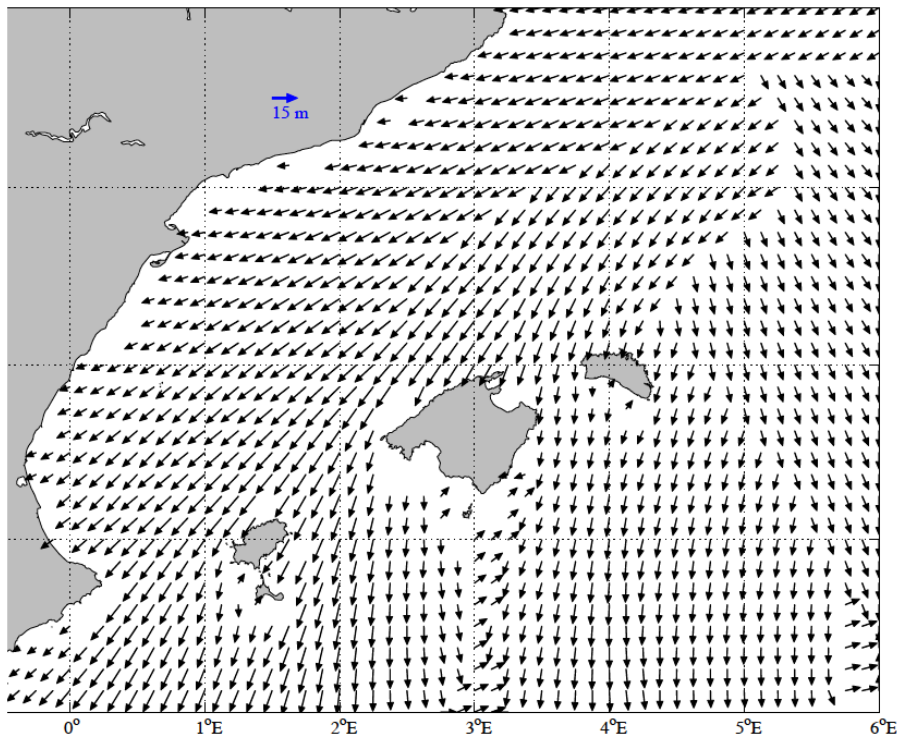
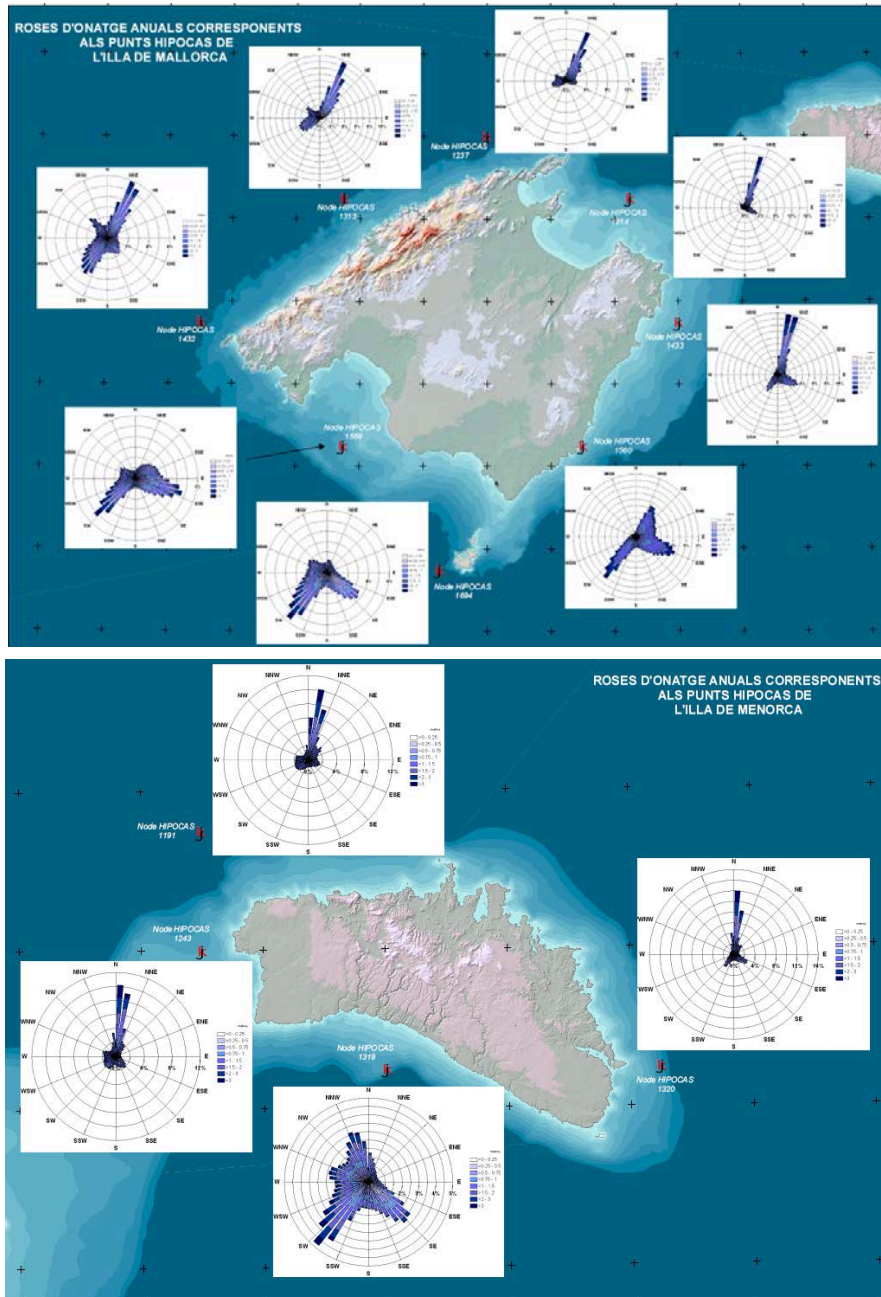


Figura 2.10. Direcció de les alçades d'ones significatives més altes registrades a la base de dades HIPOCAS. Font: Cañelles (2010).

2.6.4.- Distribució d'alçada d'ona significativa

Per l'estudi de la costa és important conèixer no només la distribució de l'energia i la seva direcció, si no també la distribució conjunta del període d'AOS, definit com la quantitat d'energia per longitud d'ona en un punt. En el cas de la costa de Mallorca amb freqüències entre 0,5 i 10 kW/m es considera com un baix rang energètic quan es compara amb altres mars propers (Cañelles, et al., 2007). Aquestes distribucions expliquen per què l'energia AOS analitzada a la Mediterrània sigui tan baixa, demostrant que no només es deu a un AOS de mitjana baixa, sinó també a causa dels períodes de puntes baixes d'onada. Aquests valors baixos són típics per a les àrees on l'estat de la mar dominant, a causa de les curtes distàncies entre les diferents costes

mediterrànies, produeix una limitació en l'àrea en què el vent és capaç de transferir l'energia a la mar donant lloc a mars amb períodes d'ona curts i l'absència de grans onades amb períodes d'entre 7 i 14 segons (Cañelles, 2010).



Figures 2.11 i 2.12. Predomini dels onatges a les illes de Mallorca i Menorca. Font: IMEDEA (2008).

2.6.5.- Model d'onatge estimat a les Balears

Cañelles et al. (2007) i Cañelles (2010) analitzaren mitjançant la prova de raó de versemblança utilitzada per Cole (2001) l'estimació de les alçades d'ones al mar Balear amb una trama mitjana per a diferents llinars, utilitzant un mètode de diagnòstic alternatiu conegut com el W-estadística (Smith, 2003), d'acord amb aquest model al mar Balear es poden intuir tres zones d'incidència dels onatges diferenciades que són el SE de les illes de Mallorca i Menorca, el N o

NW de les illes Balears i el SW de les illes Pitiüses.

Els resultats obtinguts en els darrers 50 anys de període de retorn d'ona significativa són al voltant de 11 m d'alçada al quadrant N de les illes Balears, mentre que a la part S estan a menys de 8 m (Figura 2.9). Aquest és el resultat de l'efecte d'ombra que les illes produeixen sobre les tempestes al N. D'aquests models se'n dedueix que el clima marítim sobre el mar Balear té en general un patró complex com a resultat de la complexa orografia de la zona circumdant.

El mar Mediterrani és conegut per ser una de les zones ciclogènètiques més actives del món, en el qual el clima està condicionat principalment per forçament atmosfèric durant els hiverns, i on el rang de les muntanyes a les rodalies és un factor clau per al control de la trajectòria de la tempesta. Per tal de tenir una idea aproximada del comportament de les tempestes, la intensitat i la direcció de les onades, a la Figura 2.10 es mostren les direccions predominants per als 50 anys de dades al llarg del mar Balear, i que són del NE. Aquest resultat es va observar amb anterioritat per Sotillo et al. (2005), i Lionello i Sana (2005), identificant una zona de vents forts al llarg de la Mediterrània occidental des del golf de Lleó fins al N d'Algèria i Tunísia.

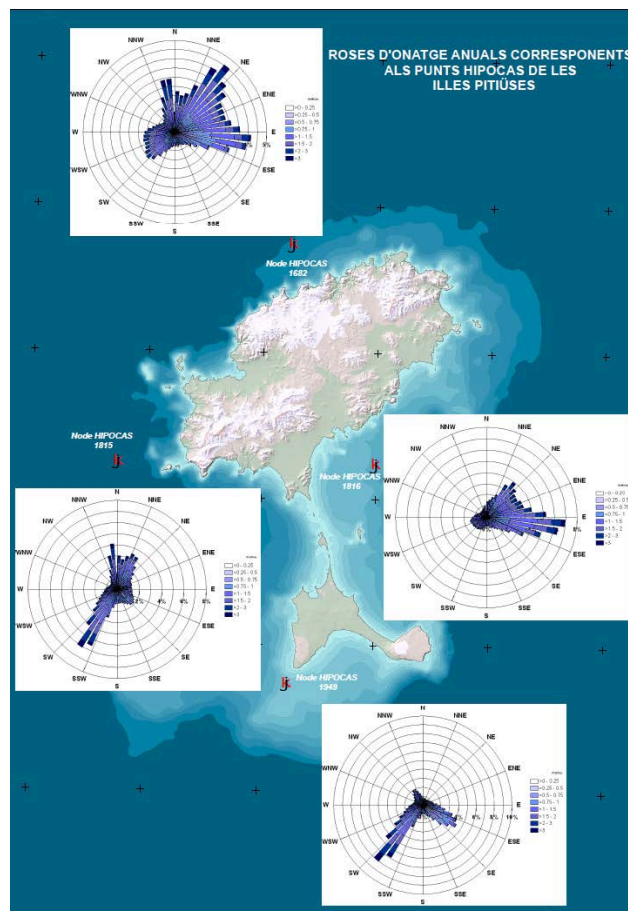


Figura 2.13 Predomini dels onatges a les illes Pitiüses. Font: IMEDEA (2008).

S'observa a les costes de les illes Balears un comportament general bastant homogeni al llarg de les diferents vessants de les illes, amb un predomini dels onatges del NE i SW durant el

mesos d'hivern, mentre que durant l'estiu aquest predomini es menys accentuat, reforçant-se els onatges de component E a totes les vessants obertes a aquesta direcció. En resum:

1.- Les vessants de l'illa de Mallorca (Figura 2.11) presenten un predomini dels onatges del NE i SW a la vessant de Tramuntana. A la vessant S existeix un predomini clar dels vents del SW i SE, reforçant-se notablement els vents de SW durant el mesos d'hivern. La costa de llevant de l'illa de Mallorca és la menys exposada a l'onatge durant tot l'any ja que es manté resguardada dels forts onatges del N que es produeixen durant els mesos d'hivern. Aquesta zona presenta principalment onatges del SW i ESE, tot i que durant l'hivern apareixen els onatges del NE.

2.- Al N de l'illa de Menorca (Figura 2.12) el predomini dels onatges del N es manté constant durant tot l'any amb una lleugera reducció en la intensitat de l'onatge durant els mesos d'estiu, mentre que al S de l'illa els onatges predominants són el SW i el SE durant tot l'any.

3.- Les illes Pitiüses (Figura 2.13) presenten vessants ben diferenciades des del punt de vista de l'onatge. Al S de les illes els onatges dominants provenen de les direccions S i al N els onatges principals corresponen a les direccions NE i E, apareixent un augment en la intensitat dels onatges del SW durant l'hivern. El punts situats al W d'Eivissa presenten unes direccions clares del NE i del SSW, mentre que als punts de l'E predominen el onatges del NE i E, amb un augment significatiu dels onatges de l'E durant els mesos d'estiu.

2.7.- Propagació de tsunamis a traves de la mediterrània

Basant-se amb les tres regions sísmiques mediterrànies definides, Tinti et al. (2005) realitzaren les modelitzacions de propagació de tsunamis al Mediterrani, calculades mitjançant un model d'elements finits desenvolupat per a l'anàlisi de tsunamis a la Universitat de Bolonya, Itàlia (Tinti et al., 1994; Tinti i Armigliato, 2003) i amb el resultat de tres fonts hipotètiques que podem observar a la Figura 2.7.

2.7.1.- Escenari Algèria

La condició inicial del tsunami calculat sobre la base dels paràmetres de la falla i del seu moviment, es representa a la Figura 2.7-a on, en el cas d'Algèria, l'escenari font del terratrèmol no està completament situat en alta mar, i només una part de la deformació afecta el fons, i per tant disponible per a la generació de tsunamis. Les onades del tsunami impacten, en primer lloc, a les illes Balears i, a causa de la morfologia de la conca els fronts principals de tsunamis s'allarguen més o menys en direcció N. Hi ha, per tant, una direcció preferencial de propagació de l'energia des de la regió d'origen al N d'Algèria cap a les illes Balears, que amb el tsunami del 21 maig 2003 produí efectes sobre les costes de Mallorca i Menorca especialment (Hebert i Alasset, 2003).

2.7.2.- Escenari Sicilià

La condició inicial de tsunami per a aquest escenari es representa a la Figura 2.7-b, on la font està ubicada a alta mar i en paral·lel a l'escarp de Malta. Indueix una deformació al fons del

mar caracteritzada per un enfonsament enfront de les costes de l'E de Sicília, i una petita elevació al mar Jònic. La propagació del tsunami presenta una forma allargada amb direcció W-S-E, imputable a l'orientació de l'origen del terratrèmol, on Sicília oriental i el S de Calàbria es veuen afectats pel tsunami en un curt període de temps. Les regions més afectades són les costes jòniques d'Itàlia (Sicília oriental, Calàbria, Basilicata i el S d'Apúlia), Malta, al S d'Albània i Grècia occidental, i finalment les costes de Tunísia, tot i que alguns punts del tsunami poden arribar al mar Adriàtic, el golf de Líbia i a les costes egípcies.

2.7.3.- Escenari Hel·lènic

La falla inversa que corre paral·lela a la zona hel·lènica occidental des del N del Peloponès fins a l'W de Creta genera característiques de propagació de tsunamis que s'observen a tot el Jònic, Grècia, i quasi tot el S de Creta. El tsunami es propaga vers el NW, cap al S d'Itàlia i al SE cap a Egipte amb una seqüència característica de dues crestes successives. La geometria de la font influeix fortament en la direcció preferent de propagació de l'energia del tsunami com observem a la Figura 2.7-c i d. L'escenari E té la seva font situada a l'extrem oriental de l'Arc Hel·lènic, al davant de la costa de Turquia, al SW. Les característiques bàsiques de la propagació del tsunami fan que els efectes més forts es donin al llarg de SW de Turquia, Rodes, al S del mar Egeu i Creta i a l'E de Líbia i Egipte. En aquest model no s'esperen grans efectes del tsunami a l'W Mediterrani.

Segons Tinti et al. (2005) l'estudi de modelització conclou que totes les fonts de tsunamis es localitzen molt a prop de la costa, i que són capaços de produir tsunamis que comparteixen la doble característica de ser esdeveniments locals i esdeveniments trans-mediterranis. En aquestes costes els temps d'arribada de les ones és molt curt a diferència dels tsunamis que es donen als oceans.

2.8.- Tsunamis

El terme tsunami és una paraula japonesa que ve de *Tsu* (port o badia) i *nami* (ona de grans magnituds). Segons el Diccionari de Geologia de l'Institut d'Estudis Catalans (IEC), un tsunami és una onada lliure transoceànica molt potent, de gran període (de 5 a més de 60 min), de gran velocitat de propagació (més de 950 km/h) i de gran longitud d'ona (> 100 km), imperceptible a la mar oberta; és produïda per una commoció sísmica, un esfondrament del fons oceànic o una erupció volcànica, i és pròpia, sobretot, de l'oceà Pacífic; en desfer-se a la costa, adquireix dimensions gegantines de desenes de metres i té efectes catastròfics.

Hi ha tres tipus de mecanismes que poden ser considerats per generar tsunamis: terratrèmols, erupcions volcàniques, grans esllavissaments de terres, o d'altres d'origen més catastròfics com meteorits o explosions nuclears (Matsui et al., 2002), i d'altres denominats meteotsunamis de menor ordre (Weiss et al., 2006). Els més coneguts són els d'origen sísmic per

la major ocurrència de les seves conseqüències catastròfiques. La majoria dels tsunamis són generats per grans terratrèmols, afectant fortament als ecosistemes terrestres, així com també els tsunamis per esllavissaments submarins poden ser significatius (Gersonde, 2002). La majoria de tsunamis a la Mediterrània, així com en altres parts del món, es generen principalment per terratrèmols, no és estrany, per tant, que la distribució geogràfica dels tsunamis històrics a la regió estigui controlada per la sismicitat (Tinti et al., 1999; Tinti et al., 2001a; Sorensen et al., 2012). És sabut que tsunamis generats per terratrèmols s'observen generalment en una escala regional, mentre que els tsunamis generats per vulcanisme, lliscaments o esllavissades tendeixen a tenir un caràcter més local (Tinti et al., 2005). Durant els últims anys, han estat elaborats catàlegs de tsunamis per diferents regions del món (Soloviev et al., 2000; Maramai et al., 2003; NGDC, 2008; USGS, 2008), i comprenen més de 2000 esdeveniments durant els últims 4.000 anys (Sheffers i Kelletat, 2003; Scheffer i Scheffer, 2007). Aquest gran nombre d'esdeveniments es considera que ha jugat un paper important en l'evolució morfològica de moltes costes (Bryant et al., 1996; Dawson, 1994). Segons Bryant (2001) entorn del 10% dels tsunamis al món es van produir al Mediterrani, i entorn del 7% dels terratrèmols que va afectar aquesta regió va produir un tsunami.

Els catàlegs de tsunamis més actualitzats del Mediterrani són els de Papadopoulos (2002, 2003b) per a Grècia i les regions circumdants, incloent el mar de Màrmara, i els de la regió d'Itàlia i la Costa Blava (Tinti i Maramai, 1996; Tinti et al., 2004). Les parts més orientals de la conca i la zona de Xipre i el mar de Llevant, estan coberts pels catàlegs de Soloviev et al. (2000), i per Fokaefs i Papadopoulos (2007), respectivament. En aquests catàlegs cada esdeveniment rep una puntuació de fiabilitat que s'assigna en una escala de 4 punts. Per tant, la fiabilitat dels valors de 3 i 4 signifiquen tsunami probable i/o segur, respectivament. A partir dels catàlegs de tsunamis, amb puntuació de 3 ò 4 van ser extrets dos subcatàlegs que contenen 100 i 40 esdeveniments fiables compilats per l'E i l'W de la Mediterrània (Papadopoulos i Imamura, 2001). Aquests catàlegs informen que els tsunamis a la Mediterrània, igual que a la resta del món, són majoritàriament a causa de terratrèmols, tot i que també hi son presents els associats a esllavissades, caiguda de roques i activitat volcànica (Tinti et al., 2005).

Segons Sahal et al. (2009) a les costes de la Mediterrània occidental l'exposició actual al risc de tsunami és elevada. En aquesta conca, tres regions principals són fonts identificables per tsunamis: 1) la regió del mar de Ligúria (Itàlia), on l'activitat sísmica ha provocat molts tsunamis devastadors, com el tsunami induït pel terratrèmol de 1887; 2) Sicília i les illes Eolias (Itàlia) que van ser les fonts de nombrosos tsunamis desencadenats per esllavissades de terra induïts per erupcions submarines (Tinti et al., 2004; Maramai et al., 2005; Gerardi et al., 2008), o provocada per terratrèmols, com va ser el cas de Catània a 1693 (Gutscher et al., 2006), i 3) el marge N d'Àfrica que és una font que va provocar diversos tsunamis notoris, com el de 1365 i el de 1856 (Roger i Hébert, 2008), així com el de 1980, quan el terratrèmol del Asnam provocà un petit tsunami que va afectar moderadament el litoral espanyol (Soloviev, 2000) i al 2003 a Algèria amb la generació d'un tsunami que va arribar a les costes de la Mediterrània occidental en un lapse de

temps d'uns pocs minuts a diverses hores (Alasset et al., 2006). Els tsunamis històrics observats a les costes espanyoles han estat recollits en un catàleg (Camps i Romero, 1992; Martínez-Solares, 2002) que mostra freqüents inundacions a les costes del S de la península Ibèrica, i de tant en tant a Balears. En 1856 la manca de població a les zones costeres de Balears no afavorí la creació de registres orals, observacions o escrits sobre el fenomen (Seutter, 1741). Entre els tsunamis que han assolit el S d'Espanya, tot just un esdeveniment originari d'Algèria està clarament identificat. Una investigació preliminar ha destacat l'ocurrència de tsunamis històrics aparentment vinculats als terratrèmols, dels anys 1365, 1856 i 1891 (Yelles Chaouche, 1991). L'evidència de diversos esllavissaments marins també ha estat documentats al llarg de l'escarpament continental de la conca mediterrània (Ridente et al., 2008). Alguns d'ells han estat considerats com una conseqüència directa de terratrèmols, i s'han pogut correlacionar amb esllavissades de terra generades pels tsunamis (Cita i Aloisi, 2000), on la magnitud generada per lliscament de terra dependrà en gran mesura del volum del material esllavissat (Matsui et al., 2002).

En definitiva, a la conca mediterrània són especialment freqüents quatre tipus de manifestacions tsunamíiques:

2.8.1.- Tsunamis per esllavissades

L'activitat sísmica pot provocar ensorraments submarins, aquesta activitat tsunamigénica potencial ha estat recentment reconeguda per Walder et al. (2003). Les ones sísmiques generades per un gran impacte oceànic poden desencadenar esllavissades de terra a gran escala al marge del talús continental, que poden causar un tsunami per lliscament de terra (Matsui et al., 2002). Aquests tsunamis són causats per les esllavissades de terra al marge d'un pendent continental, generant una ona generadora de tsunamis per l'impacte de terra esllavissada dins la mar.

Les esllavissades de terra submarines no estan necessàriament vinculades a l'activitat tectònica. Esdeveniments d'inestabilitat dels vessants amb un potencial tsunamigènic elevat, com el de Storegga, Illes Shetland (Bondevik et al., 2005), sovint es produeixen en marges passius. A una morfologia de costa pronunciada amb un pendent superior a l'angle de fricció interna del sediment, la dissociació d'hidrats de gas i/o la presència de gas lliure en el sediment són mecanismes d'activació comuns d'esllavissades de terra submarines (Canals et al., 2004), també pot ser un producte de les onades de tempesta (o associat a onades recurrents del tsunami) que generen un excés de pressió de porus i la desestabilització conseqüent del sediment (Lee et al., 2007). Assier-Rzadkiewicz et al. (2000) suggereixen que un augment en la pressió dels porus va ser el detonant de l'ensorrament submarí que va generar el tsunami de 1979 a Niça, França, per al qual no es va registrar cap activitat sísmica. Alguns d'aquests lliscaments marins es creu que són activats per una combinació en la migració de metà i/o la desestabilització dels hidrats de gas. El

tsunami de l'any 2002 a la costa de Rodes, a l'E de la Mediterrània, es va atribuir a un lliscament submarí de terra sense cap desencadenant sísmic (Papadopoulos 2003; Papadopoulos et al, 2005). A la costa jònica hi ha presència de grans blocs atribuïts a tsunamis, els quals Mastronuzzi i Sanso (2000) ho relacionen amb esllavissades de terra submarines provocades pel terratrèmol de 5 desembre de 1456. D'altra banda diversos dipòsits d'esllavissades submarines han estat trobats al fons del prodelta de l'Ebre, al marge català i als marges de les Balears, entre d'altres les restes del flux BIG'95, al canal d'Eivissa (Canals et al., 2004; Lastras et al., 2004 b; Iglesias et al., 2012; Iglesias, 2015) i als canals de Barcelona (Lastras et al., 2007), i els autors estimen que aquestes esllavissades de terra poden haver actuat com a generadores de tsunamis.

2.8.2.- Tsunamis per vulcanisme

Les erupcions volcàniques a zones emergides o d'un volcà submarí impliquen la generació de tsunamis ja que diversos mecanismes de l'activitat volcànica estan involucrats en la seva generació. Una erupció explosiva pot provocar la pèrdua de suport d'un con volcànic per buidament de les càmeres de magma sota del con, resultant un col·lapse sobtat del con i la formació d'una caldera submarina, generant grans masses d'aigua de mar que envolten el volcà cap a la caldera i l'aigua marina finalment es desborda com un tsunami. Les dades d'estudis recents revelen que les esllavissades volcàniques causen tsunamis (Maramai et al., 2005a; Nishimura i Miyaji, 1995), i l'impacte dels tsunamis formats per aquestes esllavissades és força significatiu en alguns casos. L'origen de diversos desastres de tsunamis històrics s'associen a la descàrrega de les explosions volcàniques i esllavissades del material al mar (Beget, 2000). A més, alguns tsunamis també són generats per lliscaments submarins d'edificis de laves sobre el substrat dèbil de sediment oceànic al voltant d'illes volcàniques (Maramai et al., 2005a i b). Els terratrèmols volcànics sovint acompanyen les esllavissades de terra i esllavissaments submarins. Fins i tot un petit terratrèmol volcànic pot induir l'enfonsament d'un accident geogràfic costaner i la líquüefacció del fons del mar, així com el moviment massiu conseqüent dels sediments. Un dels més recents tsunamis volcanogènics va ocórrer al desembre de 2002, quan una fractura eruptiva prop del cràter del cim en Sciara del Fuoco, al volcà Stromboli, produí una fallada de l'edifici que va desencadenar un tsunami proper d'àmbit local (Keating i McGuire, 2004).

2.8.3.- Meteotsunamis o rissagues

Amb el nom menorquí de "rissaga", o meteotsunami, es coneix el fenomen que es produeix en algunes cales i ports del llevant peninsular espanyol, Catalunya i a les illes Balears. Aquest fenomen consisteix en oscil·lacions extraordinàries del nivell del mar, correlacionades amb unes condicions meteorològiques específiques i amb la presència d'ones gravitatòries atmosfèriques (Rabinovich i Monserrat, 1996). Aquest efecte també es dona a diferents indrets del món, i reben

diferents noms com: Abiki, a la badia japonesa de Nagasaki (Hibiya i Kajiusa, 1982), Marrobio a Sicília (Candela et al., 1999) o Sëbbar al mar Bàltic (Wu i Yao, 2004). Les rissagues al port de Ciutadella es coneixen des del segle XV, on parlen d'enfonsament de vaixells a causa de mareas extraordinàries i sobtades (Alonso et al., 1989). Durant molt de temps es pensava que l'origen podia ser astronòmic, fenomen similar a la marea ordinària, però amplificada per alguna causa desconeguda, apuntant també a la possibilitat d'un origen sísmic. El fenomen fou exposat per Fontseré (1934), sobre les oscil·lacions extraordinàries del nivell del mar al port de Barcelona, i Hodzic (1979) sobre oscil·lacions similars en cales del mar Adriàtic, suggerint ambdós que la causa del fenomen era atmosfèrica, degut a que les oscil·lacions del nivell del mar anaven sempre associades a grans oscil·lacions de la pressió atmosfèrica.

En el cas del port de Ciutadella la interacció entre l'atmosfera i el mar com a causa de la rissaga ha estat tractada per diversos autors (Monserrat et al., 1991, 1998; Gomis et al., 1993; Rabinovich i Monserrat, 1998, 1999) posant de manifest els mecanismes que originen la rissaga per la interacció entre l'atmosfera i el mar. Observen tres condicions atmosfèriques que afavoreixen la seva aparició:

1. - En nivells mitjans i alts de la troposfera ha d'haver forts vents, generalment de component SW, per davant d'un profund tàlveg que afecta la península Ibèrica, i en el flux d'aire hi ha d'haver diferències de velocitat entre unes zones i altres, actuant com a cisallament.

2. - En nivells baixos ha d'haver una massa d'aire molt càlida, i per tant, una forta inversió de temperatura entre aquest nivell i l'aire sobre la superfície del mar, i

3. - En superfície, el flux ha de ser feble o moderat de component E, tot i que aquesta última condició no és necessària, ja que alguna vegada s'ha observat rissaga amb vents del S o SW en superfície.

El procés en la formació de la rissaga consisteix en un forçament inicial del nivell del mar a causa d'un pols de pressió o un tren d'ones sobre la plataforma que envolta les illes i que s'acobla òptimament i de manera ressonant a causa de la velocitat de propagació de la pertorbació atmosfèrica, coincidint amb la velocitat de propagació d'una ona llarga a les profunditats de plataforma. L'ona llarga generada en mar obert és posteriorment amplificada en la cala segons la seva geometria, i la configuració física del port de Ciutadella és la clau per determinar el fenomen de la rissaga, condicionada per la geometria i topografia costera local que influeixen en l'amplitud d'ona (Rabinovich i Stephenson, 2004). Rabinovich i Monserrat (1996) i Liu et al. (2004) analitzaren numèricament el procés de generació i la resposta ressonant del port, analitzant la influència que té la velocitat de propagació de la pertorbació atmosfèrica en la generació del fenomen. Els estudis postulen que un augment en la pressió atmosfèrica tendirà a produir un descens en el nivell de l'aigua del mar, amb pujades brusques de pressió atmosfèrica generades

per les ones gravitatòries que produeixen aquest efecte, i que tendeixen a compensar-se ràpidament amb les baixades de pressió que hi ha a continuació.

Segons Monserrat et al. (2006 a i b) els meteotsunamis tenen característiques de tsunami però amb origen meteorològic, amb els mateixos períodes, escales espacials i propietats físiques que els tsunamis sísmics, i quan es donen a badies o cales poden tenir els mateixos efectes, ja que es produeix l'amplificació de l'ona. Fenòmens similars a la rissaga es produeixen en molts altres punts del planeta i es tenen dades de diferents meteotsunamis al llarg de les darreres dècades i en diferents espais geogràfics, com els de 1979 a la badia de Nagasaki amb ones de 5 m (Hibiya i Kajiura, 1982), els de 2003 al mar Adriàtic amb ones de 8,6 m (Sepic i Vilibic, 2009), i els del 2006 a Ciutadella, Menorca, amb ones de 4,5 m (Monserrat et al., 2006). Aquests tres events consultats fan referència a danys catastròfics, entenent catastròfic com l'enfonsament d'embarcacions, però en cap d'ells es fa esment a danys causats per desplaçaments de blocs i/o la sortida de materials sedimentaris més enllà dels ports o cales. Per tant podem dir que amb els fenòmens dels meteotsunamis no es tenen documentats processos de caire geomorfològic equiparables a l'arrabassament i/o desplaçaments en massa de blocs o sediment de mar a terra o viceversa.

2.8.4.- Tsunamis sísmics

Els tsunamis d'origen sísmic posseeixen una forta correlació amb la tectònica de plaques. La constant sismicitat en aquestes regions de subducció, a causa de l'incessant moviment i "xoc" entre plaques, genera un emmagatzematge d'energia elàstica. L'alliberament sobtat d'aquesta energia produeix forts terratrèmols i poden afectar longituds superiors als 1.000 km de falla. El desplaçament vertical sobtat del fons oceànic, causat pel sisme, genera un desplaçament vertical de la massa d'aigua suprajacent a través d'ones negatives/positives que es dispersen per tot l'oceà. Aquestes "onades" mouen grans volums d'aigua amb una quantitat d'energia superior a les ones superficials produïdes pel vent.

El N d'Àfrica ha estat durant molt temps lloc de terratrèmols destructius, sent entre els recents, el més gran el del 10 d'octubre de 1980, amb magnitud 7.3 a El Asnam (Benouar, 1994). Va ser conseqüència del moviment de convergència entre les plaques d'Àfrica i Euràsia amb una acomodació de 6 mm/any (DeMets et al., 1990). A llarg termini, la deformació activa a través del límit de placa suma tensió amb una taxa contraccional de 2-3 mm/any a la regió del Asnam (Morel i Meghraoui 1996; Meghraoui i Doumaz 1996). El catàleg històric de sismicitat es refereix a dos tsunamis induïts pel terratrèmol que va afectar el litoral algerià el 1365, i prop de Jijel en 1856 (Mokrane et al. 1994). Coincidentment al port de Maó (Menorca) es dona una inundació ràpida en 1856, uns pocs minuts després del xoc de l'ona (Ambraseys 1982). Al mar d'Alborán també hi ha tsunamis coneguts que van afectar a les costes espanyoles i africanes en 1790 i localment a Almeria, en 1804 (Reicherter i Hübscher, 2007).

Durant els darrers segles les illes Balears s'han vist afectades per l'ocurrència de diversos tsunamis originats al llarg de la costa del N d'Àfrica, principalment a la costa algeriana (Martínez-Solares, 2001), i almenys quatre esdeveniments han estat catalogats: 1756, 1856, 1980 i 2003. Hi ha poca informació sobre el primer esdeveniment, i la fiabilitat de la font és baixa (Martínez-Solares i Mezcuas-Rodríguez, 2002), tot i que hem de fer esment a les fonts de Fontseré (1918) que recull una ona sísmica amb entrada d'uns 2,4 km terra endins al municipi de Santanyí (Mallorca), i el transport de blocs de més de 10 T. Per l'esdeveniment de 1856 la informació sobre els danys es refereix principalment a la costa algeriana, a la zona de Jijel i Bugia. El 1980 els mareògrafs de la illes Balears registraren variacions en l'amplitud d'ona conseqüència del terratrèmol d'Asnam de magnitud 7.3 i amb epicentre a 30-40 km terra endins des de la costa (Ouyed et al. 1981). Al tsunami del 2003 el principal dany va ser als ports i costes meridionals de Mallorca i Menorca, on centenars de vaixells es van enfonsar o danyar, registrant-se amplituds d'ona superiors a 2 m.

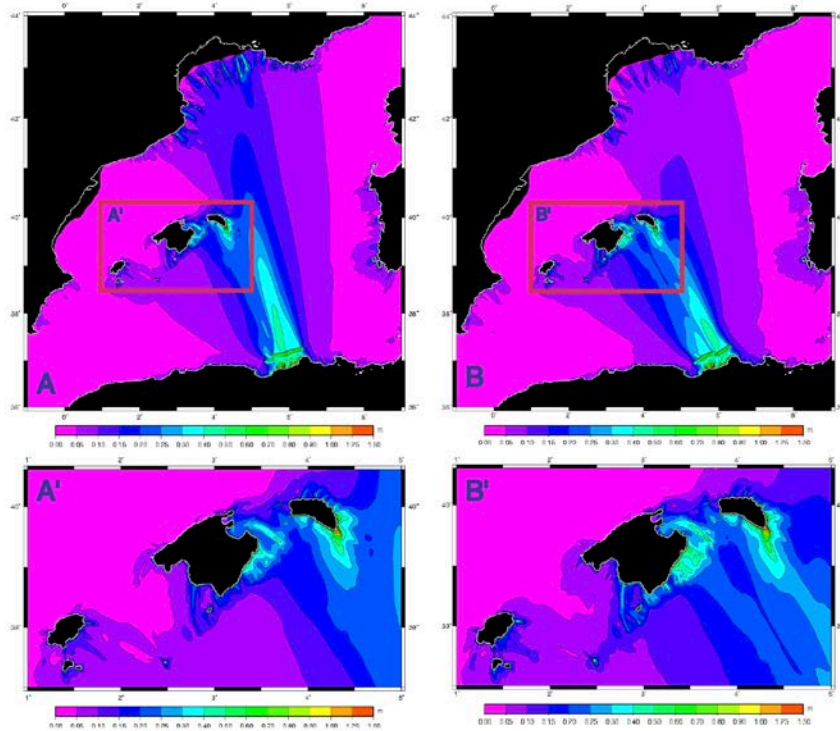


Figura 2.14. Altures màximes d'ona acumulades en 1,5 h després de la ruptura. La participació dels 3 segments a la vegada, amb una desviació de 80° (A i A') o de 60° (B i B'). Font: Roger i Hébert (2008).

2.8.4.1.- Modelització de tsunamis que afecten les illes Balears

El modelatge dels tsunamis és una eina important per predir el potencial risc de tsunami amb patrons d'inundació d'aquests fenòmens i les seves empremtes sedimentàries, com ara la presència de blocs o de dipòsits arenosos al llarg de la costa (Paris et al., 2010). A la conca mediterrània s'han realitzat moltes modelitzacions, coincidint amb les regions descrites per Tinti et al. (2005) a la Figura 2.6. Existeixen diferents modelitzacions numèriques i aplicades sobre la

base de l'estudi de diferents events i del seu impacte (Hébert i Alasset 2003; Wang i Liu 2005; Alasset et al., 2006). En aquest context s'estudia la perillositat de tsunamis en relació amb la dinàmica d'estructures tectòniques que voregen el N d'Àfrica.

Roger i Hebert (2008) realitzaren la modelització del tsunami de 1856 i la seva propagació cap a les illes Balears. Els primers resultats de la modelització numèrica mostren (Figura 2.14) que el valor de la falla fou clarament discriminatòria pel que fa a les àrees afectades, i que la propagació del tsunami s'orientà més cap al S de França i cap a les Balears, amb exclusió d'Eivissa i Formentera, que semblen poc amenaçades per un tsunami que ve d'aquesta part del marge N d'Àfrica. Els resultats indiquen que alguns llocs, principalment al llarg de la costa E de Mallorca i del SE de Menorca, són més afectats per l'arribada de l'onada del tsunami i la seva amplificació, qualsevol que sigui l'angle d'arribada.

Els resultats dels models al mar Balear (Figura 2.14) confirmen que Menorca es veu afectada principalment pels dos segments de l'E, i de fet el modelatge del segment occidental no va produir onades per poder arribar a Menorca (Yelles-Chaouche et al., 2003). Una anàlisi més detallada del model revela que la zona més meridional de Menorca, Alcalfar i Punta Prima, sembla amplificar considerablement l'altura de les onades, probablement a causa de la seva batimetria. D'acord amb el modelatge, l'entrada de Maó no és particularment receptiva a les ones llargues, excepte en algunes petites badies dins de la mateixa entrada, com Cala Sant Esteve. Tot i això, els resultats del modelatge indiquen que aquesta part de l'illa és una de les més afectades per les ones llargues, degut a que en el Promontori Balear, al S de Menorca, hi ha una clara influència d'un canó submarí en les amplituds de les ones (Acosta et al., 2002). Pel que fa a l'impacte del tsunami de 1856 a Mallorca, algunes diferències importants es destaquen pel que fa als llocs més afectats a la Badia de Palma. Els resultats indiquen que aquests llocs no varen ser massa afectats pels tsunamis generats a la zona epicentral del 1856. No obstant això, la forma del port era diferent en produir-se el tsunami, per tant el model probablement no pot representar amb exactitud l'efecte de ressonància de la Badia de Palma en aquest moment. Roger i Hebert (2008) conclouen que es requereix un estudi de l'existència de dipòsits de tsunamis a la Mediterrània occidental, amb especial atenció a les illes Balears, per tal d'identificar paleotsunamis, distingint els dipòsits de tempestes i proposar períodes recurrència. En aquest sentit Paris et al. (2010) realitzaren estudis de camp al llarg de les costes de Mallorca i Menorca, on trobaren poques evidències de tsunamis passats. Els autors sols trobaren petits nivells d'arenes amb bioclastos marins a tres àrees d'altituds sempre inferiors a 2 m s.n.m atribuint-los a tsunamis. Així mateix identificaren blocs al llarg de la costa S de Mallorca, però interpretaren que també havien pogut ser dipositats per tempestes.

Un cop succeït el terratrèmol a l'Alger, conegut com el terratrèmol de Boumerdès-Zemmouri, del 21 de maig de 2003, i que afectà la costa de les illes Balears, s'han suggerit diversos mecanismes de generació, segons diferents paràmetres de la font tsunàmica. Wang i Liu (2005), Alasset et al. (2006). Sahal et al. (2009) han realitzant simulacions numèriques de

l'esdeveniment, aportant una considerable informació d'aquest tsunami, tots ells, segons Vela et al. (2010) han fracassat en la reproducció de l'amplitud exacta de les oscil·lacions i els fenòmens de ressonància posteriors, i aquest fracàs l'atribueixen a la manca de batimetria d'alta resolució i a les geometries dels ports locals. Vela et al. (2010) modelitzaren els efectes del terratrèmol i la seva ona de tsunami al port de Palma de Mallorca, centrant-se amb la freqüència sísmica, i conclouen que la manca de ressonància sembla estar associada a la pròpia morfologia del port. Arriben a la conclusió que l'ona d'amplificació observada a l'interior del port s'ha generat per un efecte de ressonància induïda per la configuració geomètrica de la Badia de Palma i les seves noves infraestructures portuàries.

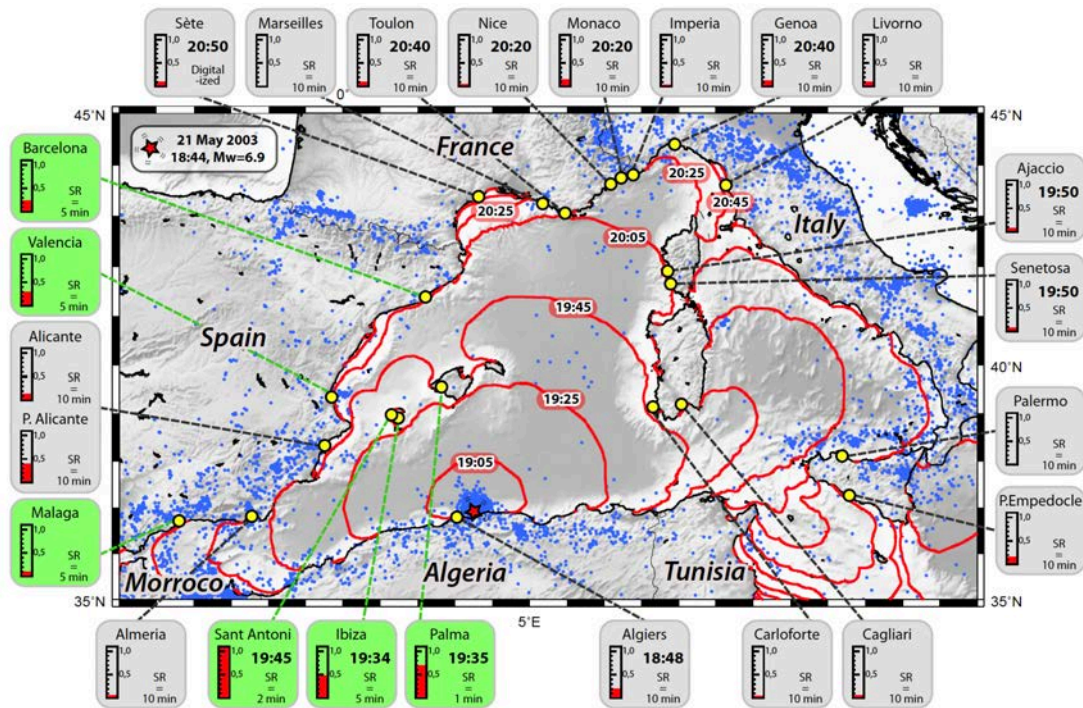


Figura 2.15 Modelització del temps estimat de viatge i els registres dels mareògrafs del tsunami del 21 maig 2003. Font: Sahal et al. (2009).

Hebert i Alassaet (2003) realitzaren un modelatge de tsunamis a les illes Balears segons el tsunami de 2003, observant que els majors pendents batimètrics són molt mar endins i que afavoreixen una reflexió en lloc d'una amplificació de les ones. Sahal et al. (2009), mitjançant una modelització del tsunami de 2003 realitzà un mapa del temps de viatge de les ones (Figura 2.15). Aquest model de viatge d'ones és coincident amb els temps estimats per Hebert i Alassaet (2003), on es mostra que l'energia màxima de l'ona es dirigeix sobretot cap a les illes Balears, com ja esmentà Alassaet et al. (2006) en un model del mateix episodi, i Sorensen et al. (2012) basant-se en diferents fonts. Schindelé et al. (2008) recomana el monitoratge de les xarxes de mareògrafs del Mediterrani occidental. Posteriorment Schindelé et al. (2015) en uns models d'alertes de tsunamis al W del Mediterrani estableixen una reducció de l'avís de retard mitjà en l'arribada de l'ona de tsunami amb base a estacions de mareògrafs. Aquest tipus de patró és també notable al

terratrèmol i el seu tsunami associat de 1856 a Jijel (Algèria), que se suposa que ha colpejat sobretot Menorca i la part oriental de Mallorca (Roger i Hebert, 2008). En qualsevol cas els canons submarins semblen jugar un important paper en l'amplificació de l'ona, i han de ser determinants amb amplificacions en diversos llocs al llarg del litoral l'espanyol, de Sardenya, de Còrsega i el SE de França (Schindelé et al., 2015). Aquestes batimetries podrien explicar principalment per l'efecte escut de les Illes Balears, per la pèrdua d'energia del fenomen tsunamític en aconseguir el marge continental del golf de Lleó, i per la gran extensió del canó submarí corresponent plataforma poc profunda.

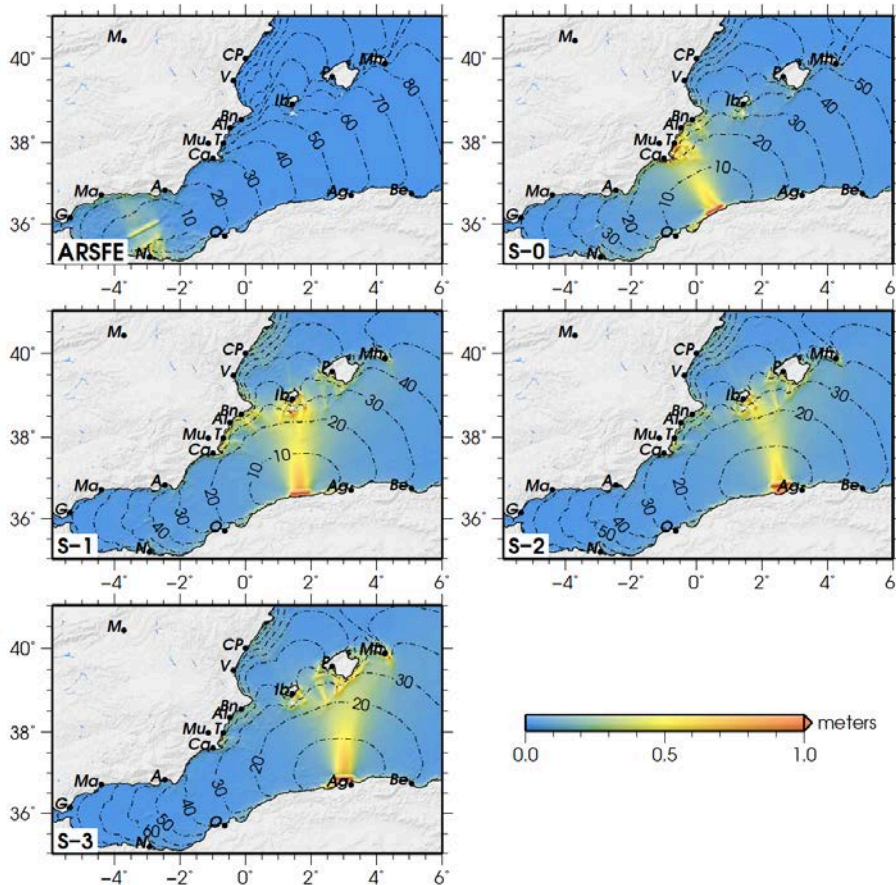


Figura 2.16. Mapes regionals d'elevació màxima d'ona de la font tsunamítica del mar d'Alboran i per les fonts nord algerianes. La variació de color indica l'elevació màxima de l'ona. Els contorns són els fronts d'ona en diferents intervals de temps des de la generació del tsunami, en minuts. Font Álvarez et al. (2011).

Álvarez et al. (2011) realitzà una modelització dels possibles tsunamis generats per fonts properes a la península Ibèrica i a les illes Balears, prèviament ja havia modelitzat el cas de Mallorca (Álvarez et al., 2010). L'objectiu de la modelització fou identificar les àrees on el risc i impacte del tsunamis és més gran, tenint en compte que la Mediterrània occidental és una zona de gran desenvolupament en el sector del turisme litoral, amb el conseqüent augment de la població litoral i en ser clau per l'economia de diversos països. L'experiència recent del terratrèmol de Boumerdes-Zemmouri a l'any 2003 ha demostrat que fins i tot els esdeveniments moderats poden produir onatges amb l'energia suficient per causar importants pèrdues econòmiques.

El model de Álvarez et al. (2011) es basà en l'esquema de diferències finites, utilitzat per investigar diversos tsunamis històrics en el passat: el tsunami xilè de 1960 (Liu et al., 1994), el tsunami d'Indonèsia de 1992 (Liu et al., 1995), el tsunami algerià de 2003 (Wang i Liu, 2005), i el tsunami de l'oceà Índic de 2004 (Wang i Liu, 2006). A la regió mediterrània els tsunamis generats pels terratrèmols s'espera que presentin longituds d'ona entre 20 i 5 km, mentre que les màximes profunditats d'aigua són de l'ordre de 3 km (Wang i Liu, 2005). En aquestes circumstàncies la dinàmica de les ones es pot considerar principalment horitzontal i les acceleracions verticals insignificants, per tant, el camp de pressió es pot suposar hidrostàtic. El domini de simulació realitzat cobreix el mar d'Alborán i d'Algèria juntament amb la conca Balear. El model ha calculat els temps de viatge del tsunami amb la tècnica descrita per Shokin et al. (1987) i aplicat per Luis-Mirone (2007) i Sahal et al., (2009).

Els resultats obtinguts amb les modelitzacions mostren mapes d'elevació d'ona màxima i de temps de viatge de tsunamis. Aquests mapes es presenten per àrees d'interès, generant un mapa per cada una de les nou fonts tsunamítiques definides per Álvarez et al. (2011). Aquestes nou fonts sísmiques són de característiques similars a les responsables dels terratrèmols de al-Asnam, 1980 i Boumerdes-Zemmouri, 2003. Aquestes fonts representen un baix angle de falles inverses que cabussen cap al N i NW, capaç de generar terratrèmols d'intensitat 7.3. Aquestes falles formen el límit N del cinturó de deformació dels materials de l'Atlas del Nord d'Àfrica empenyent sobre la conca algerià-balear. Com es mostra en la Figura 2.16, les fonts generades a la mar d'Alborán tenen poc impacte sobre les illes Balears. A nivell regional aquestes fonts no són capaces de generar prou energia per representar un risc a les illes Balears i a la costa oriental de la península Ibèrica. En el cas de les fonts situades al N d'Algèria, les més occidentals sí serien una amenaça per a la costa sud-oriental de la península Ibèrica, mentre que les situades al NW d'Algèria afecten principalment a les illes d'Eivissa i Formentera. La mateixa font, la S0 pot generar l'ona màxima d'elevacions de poc més de 0,5 m a la costa de Formentera, i la font S-1 produeix elevacions màximes d'1 m a Eivissa i Formentera, i també davant de les costes de la península Ibèrica. El grau d'influència de les fonts de S-2 i S-3, respecte a la península Ibèrica és molt menor, només causant elevacions locals prop de 0,5 m entre Cartagena i Benidorm. El tsunami que viatja des de la font S-1 triga uns 25 minuts, des de la font de S-2 tarda uns 30 minuts i des del S-3 entorn 35 minuts. El tsunami generat per aquestes fonts arriba en 30 minuts a Formentera, que és la més propera de les illes Balears a la costa d'Algèria, i el temps fins arribar a Menorca, l'illa més remota, és d'aproximadament 40 a 50 minuts. Aquestes estimacions de temps coincideixen amb els models d'estimacions de temps d'arribada d'ona elaborats per Sahal et al. (2009) i Roger i Hebert (2008). Realitzant una anàlisi detallada per zones que afecten a les illes Balears destaquem:

2.8.4.1.1- Mallorca

L'illa de Mallorca, situada en la posició central de l'arxipèlag balear, es veu afectada en major o menor mesura per totes les fonts generades al N d'Algèria. Les fonts S-3, S-5, S-6 i S-8 són les que generen un major impacte a la seva costa (Figura 2.17). D'aquestes quatre fonts, la S-3 és la de major perillositat, generant elevacions d'ona per sobre d'1 m pràcticament en tot el litoral del S de l'illa, i a nivell local dóna alçades superiors a 2 m. Les altres tres fonts, S-5, S-6 i S-8, tenen un major impacte en la part SE de l'illa i també al NE, on les elevacions màximes d'ona poden ser superiors a 1 m i es generen a la Badia d'Alcúdia. Les fonts S-1, S-2, S-4, S-7 i S-9 són les que tenen menys impacte a l'illa, ja que només generen elevacions màximes d'onatge entorn d'1 m. Les fonts S-7 i S-9 afecten principalment la part oriental, mentre que les fonts S-1, S-2 i S-4 les afecten especialment. El temps de viatge del tsunami per a les fonts més properes és d'uns 30 minuts a l'illa de Cabrera i de 35 minuts a la costa S de Mallorca.

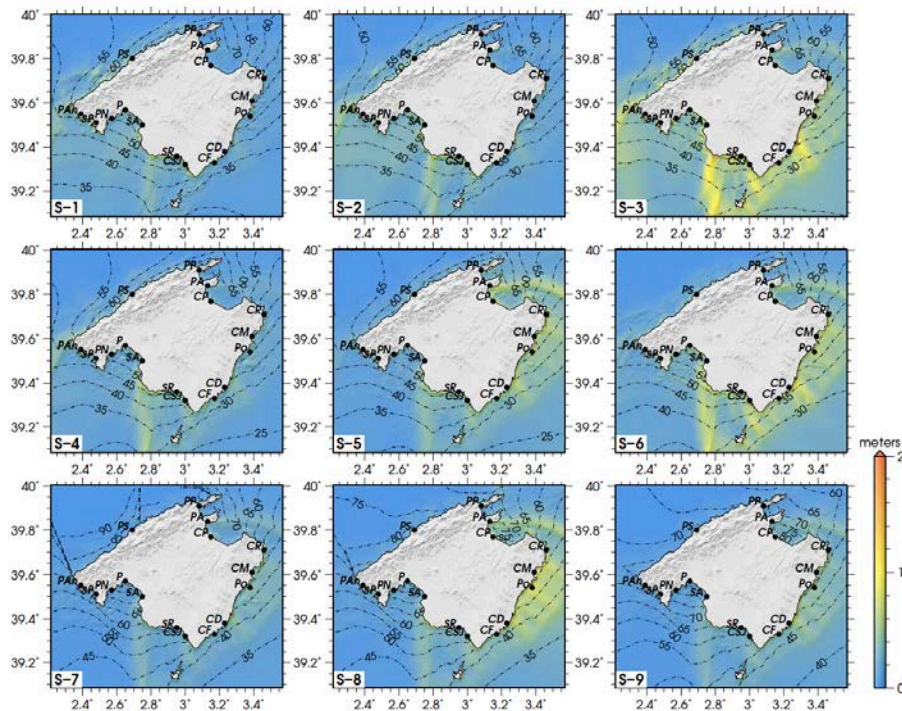


Figura 2.17. Mapes d'elevació d'ona màxima i temps estimats de viatge del tsunami a l'illa de Mallorca. L'ombrejat representa l'elevació de les onades. Els contorns mostren el temps de viatge del tsunami amb intervals de 5 minuts. Font: Álvarez et al. (2011).

2.8.4.1.2- Menorca

De totes les fonts tsunamítiques, les S-5 i S-8 són les responsables de la creació dels tsunamis més perillosos per a l'illa de Menorca. En ambdós casos les elevacions màximes d'ona són superiors a 2 m al SE de l'illa (Figura 2.18). En general, la vora sud-oriental és l'àrea més afectada per tots els tsunamis. A més de les fonts S-5 i S-8, hi ha d'altres que generen tsunamis amb la màxima elevació d'ona superior a 1 m: les fonts S-3, S-6 i S-9 generen elevacions màximes d'ona significatives, i sovint també afecten al port de Maó, sobretot amb les fonts S-3, S-

5 i S-8, i amb especial incidència a la Cala Sant Esteve. Pel que fa al temps de viatge del tsunami en tots els casos és entre 40 i 45 minuts, prenent aproximadament 20-25 min més per arribar a la part N de l'illa i ja amb menor intensitat.

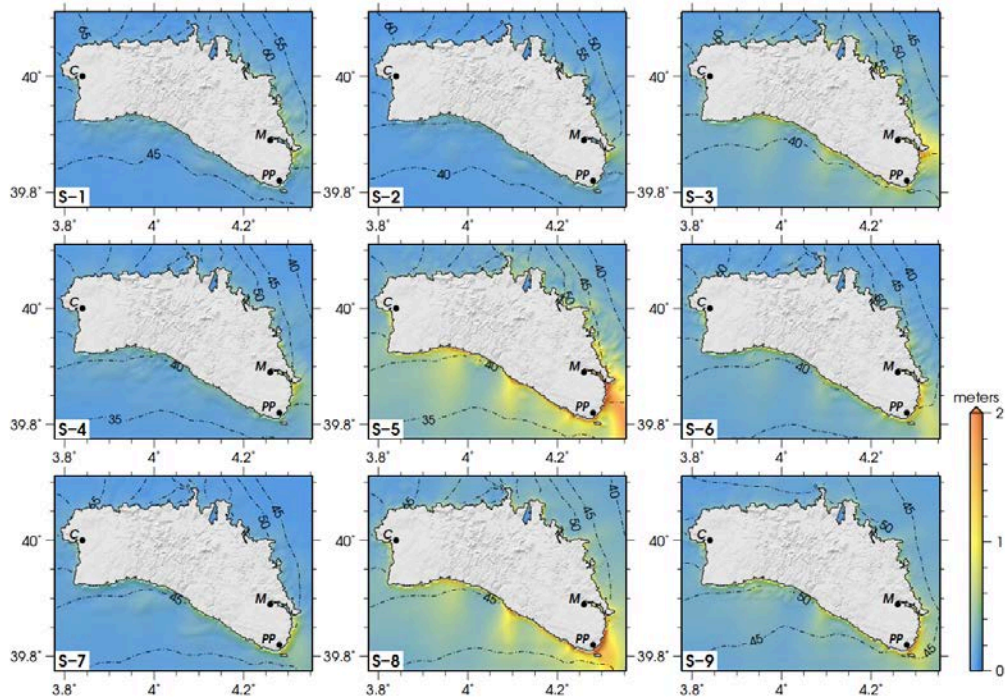


Figura 2.18. Mapes d'elevació d'ona màxima i temps estimats de viatge del tsunami per a l'illa de Menorca. L'ombrejat representa l'elevació de les onades valor. Els contorns mostren el temps de viatge del tsunami amb intervals de 5 minuts. Font: Álvarez et al. (2011).

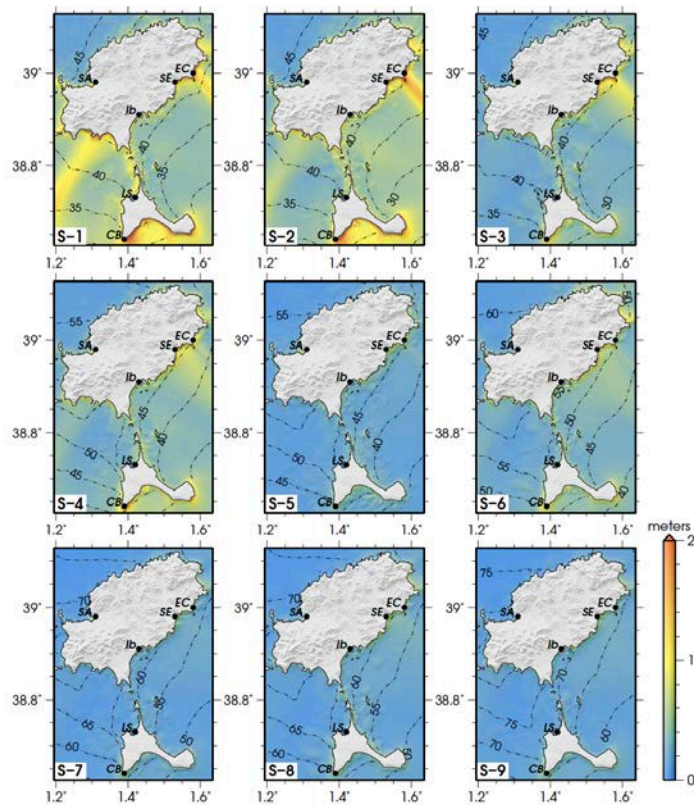


Figura 2.19. Mapes d'elevació d'ona màxima i temps estimats de viatge del tsunami per a les illes d'Eivissa i Formentera. L'ombrejat representa el valor d'elevació de l'ona. Els contorns mostren el temps de viatge del tsunami amb intervals de 5 minuts. Font: Álvarez et al. (2011).

2.8.4.1.3- Eivissa i Formentera

Les fonts occidentals del N d'Algèria amb direccions EW, la S-1 i S-2, afecten principalment a les costes d'Eivissa i Formentera (Figura 2.19), i excedeixen valors màxims d'altura d'ona de 2 m al S d'ambdues illes, especialment al S de Formentera, on valors superiors als 4 m són presents als voltants del Cap de Barbaria. Una altra àrea particularment afectada es troba a la illa d'Eivissa, a la zona d'Es Canar, on l'elevació de les onades també arriba a 4 m amb la font S-2. A més d'aquestes dues fonts importants, les fonts S-3, S-4 i S-6, també poden generar elevacions d'ona propers als 2 m. La zona del Cap de Barbaria, així com l'extrem NE de l'illa de Eivissa concentra elevacions importants. Un tsunami potencial generat en una de les fonts S-1, S-2 o S-3 arriba a la punta sud-oriental de Formentera en aproximadament 30 minuts, i a l'illa d'Eivissa en poc més de 40 min. Les fonts de tsunami S-4 i S-5 poden trigar fins a 5 minuts més per arribar, al voltant de 35 i 45 minuts, a Formentera i Eivissa respectivament.

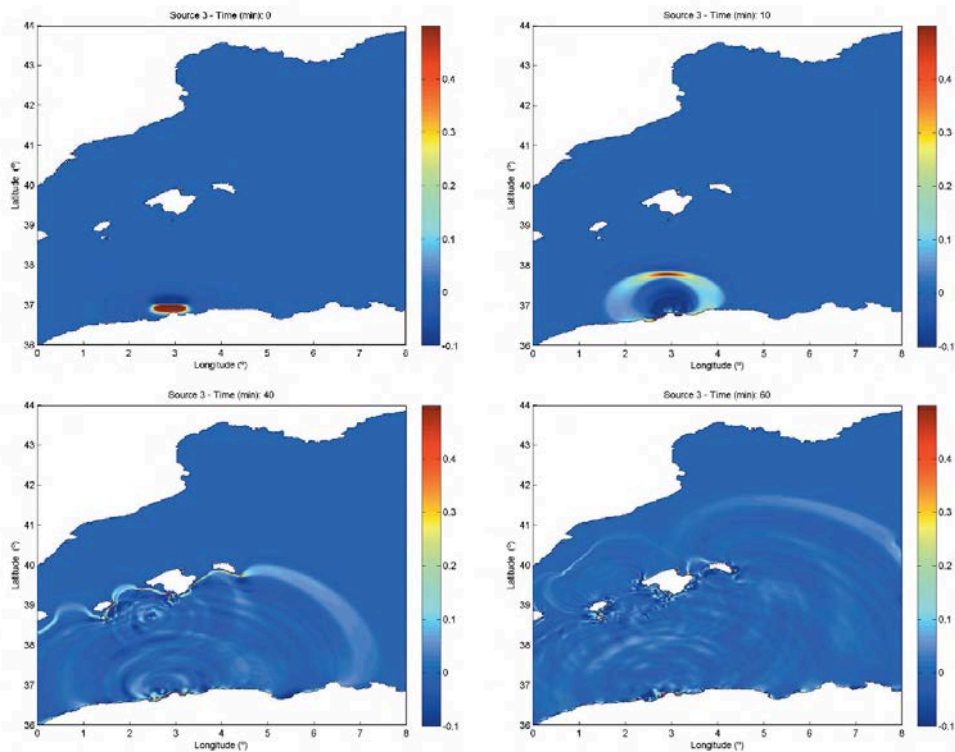


Figura 2.20. Modelització de les fonts tsunamítiques del N d'Algèria i l'efecte "escut" de les illes Balears en front la península Ibèrica. Font: Álvarez et al (2010).

En resum, els models de Álvarez et al. (2011) conclouen que les fonts del N d'Algèria suposen un major risc per la seva capacitat d'afectar també la costa sud-oriental de la península Ibèrica (Figura 2.16). Si només es consideren les illes Balears, les fonts que presenten la major amenaça són les S-3, S-5, S-6 i S-8, donant a cadascuna un total de 9 punts d'amenaça a les illes. La font amb menys perill seria la S-7, proposada com a presumpte responsable del terratrèmol i el posterior tsunami de Djijelli en 1856 (Roger i Hebert, 2008; Álvarez-Gómez et al., 2010b). La costa S de la península Ibèrica, tot i ser exposada principalment a les fonts de

tsunamis menys perillosos, té un 45% de l'amenaça total, això és degut a que gran part de la costa no està exposada en contrast amb les illes Balears, degut a l'escut que representen les illes enfront de les fonts del N d'Algèria, com s'aprecia a la Figura 2.20 (Álvarez et al., 2010). En general totes les illes Balears estan exposades al risc per totes les fonts del N d'Algèria. Aquestes fonts poden plantejar una amenaça significativa a les illes d'Eivissa i Menorca, amb elevacions d'ona màxima superiors a 2 m (localment fins i tot superiors a 4 m). La vora NE de l'illa d'Eivissa i al SE de Menorca, i especialment al port de Maó, presenten una clara tendència a exhibir elevacions locals màximes.

Tot i que les fonts de tsunamis impliquen una simplificació de les fonts reals, permeten l'anàlisi del risc de tsunami regional tenint en compte una àmplia gamma d'escenaris. En general, les fonts algerianes del N suposen un major risc per la costa mediterrània de l'estat espanyol que les fonts del mar d'Alboran. A partir dels mapes d'elevació produïts i, com a primera aproximació, les àrees del marge mediterrani espanyol són susceptibles de tsunamis, així com les fonts que pogués suposar un risc major per a la regió també tenint en compte els temps de propagació de tsunami. Les illes Balears no es veurien afectades pels tsunamis generats al mar d'Alboran, però, totes les fonts de N Algèria poden generar tsunamis a totes les illes i amb temps de propagació curts, entre 30 i 45 minuts.

2.9.- Dipòsits de blocs sobre costes rocoses

Hi ha una evidència creixent que els sistemes de costa rocosa són sensibles a esdeveniments d'alta energia. En elles, les acumulacions de blocs representen un tipus de sediment amb característiques sedimentàries distintives del seu transport per tempestes de gran energia (Morton et al., 2006; Richmond i Morton, 2007; Terry, 2007; Suañez et al., 2009), tempestes tropicals com els huracans, tifons o ciclons (Scheffers i Scheffers, 2006; Hall et al., 2006; Etienne i París, 2010), i els tsunamis (Goto et al., 2007a, 2007b; Paris et al., 2009; Scheffers, 2007). Sens dubte, molts dipòsits de blocs poden tenir un origen poligènic associat a tempestes severes i tsunamis (Hall et al., 2006; Scheffers i Scheffers, 2006; Goto et al., 2009; Etienne i París, 2010; Stephenson i Naylor, 2010; Hall, 2011), no obstant, la distinció entre els blocs de tsunami i els dipòsits d'onatge es basa en un conjunt de criteris sedimentològics, morfològics, cronològics, estratigràfics i d'organització.

La identificació de blocs transportats per tsunami o per tempesta és important pel reconeixement de l'ocurrència d'esdeveniments que es van produir en el passat (Nott, 1997, 2003 a, b), així com per estimar les seves propietats hidràuliques (Imamura et al., 2008). Tot i que no hi ha una única característica diagnòstica dels dipòsits, les diferents característiques morfològiques ens poden indicar les entrades successives (imbricació terra endins) i sortides (imbricació cap al mar) que ens indiquen diferències sedimentològiques entre tsunamis i onatges (Pérez-Torrado et al., 2006; Paris et al., 2011). Imamura et al. (2008) van analitzar quantitativament el procés de transport per proposar els caràcters que defineixen els blocs afectats per tsunami i estimar el patró

de fluxos i propietats de l'onatge, tot i que les onades de tempesta també són capaces de desplaçar grans blocs (Lorang, 2000; Mastronuzzi i Sanso, 2000, 2004; Noormets et al, 2004; Hall et al., 2006; Scheffers i Scheffers, 2006; Goto et al., 2007; Cox et al., 2012).

2.9.1.- Tipologia de les acumulacions de blocs

Les acumulacions de blocs es troben en diferents representacions sedimentaries: megablocs aïllats (Bourrouilh-Li Gen i Talandier, 1985), camps de blocs dispersos (Goto et al., 2010b), agrupacions de blocs imbricats (Hall et al., 2008; Mastronuzzi i Sanso, 2000; Cox et al, 2012), presència de blocs a les crestes de penya-segats (Nott, 1997; Scheffers, 2004; Etienne i París, 2010), platges de blocs (McKenna, 1990), caigudes de blocs sobre plataformes (Balaguer, 2006; Balaguer et al., 2008), i blocs caiguts provinents de conglomerats (Felton, 2002; Pérez-Torrado et al., 2006). Aquestes acumulacions es localitzen en cinc posicions característiques:

1.- Blocs que romanen en la zona infralitoral. Es mouen sovint, de vegades trencant-se i formant progressivament nous blocs, mentre que alguns d'ells són transportats terra endins per esdeveniments d'alta energia,

2.- Plataformes de blocs, on gran nombre de les acumulacions es troben en la zona intermareal i a plataformes marines supramareals, ja sigui per caigudes gravitacionals de blocs o blocs que han estat dipositats per onatges extraordinaris,

3.- Blocs angulosos sobre les zones corresponents a l'alta marea astronòmica,

4.- Platges de còdols i blocs amb presència de diferents cordons, situats la majoria a l'intramareal, i

5.- Acumulacions de blocs sobre penya-segats, i on la seva deposició a gran altitud requereix onades de tempesta de gran abast o tsunamis.

Entre tots els tipus d'acumulacions de blocs, dos tipus semblen estar restringits a les tempestes, els tipus 3 i 4. Per tant, una distinció fonamental entre les tempestes i els tsunamis podria ser la seva capacitat de formar les bermes dels blocs rodats i platges de còdols. L'organització dels blocs grans en bermes supra-mareals requereix el retreballament repetit per les onades en lloc de l'impacte individual d'una onada de tsunami.

2.9.2.- Dipòsits d'onatge

Els efectes de les ones en costes rocoses depenen, a més del tipus d'ona, de les condicions que presenta la superfície de la roca. Segons Sunamura (1992) podem distingir ones estacionàries, trencants i trencades, i per cada tipus la pressió exercida per l'ona sobre l'escarpament donarà variacions en la seva distribució temporal, on les ones estacionàries donen un pic de pressió suau, mentre que les de trencament alliberen la seva energia bruscament amb un pic molt alt. Les forces hidràuliques produïdes per l'onatge inclouen la pressió hidrostàtica, relacionada amb la massa d'aigua, i les seves pressions dinàmiques. Aquesta pressió hidrostàtica

s'exerceix per la columna d'aigua que hi ha sobre una superfície de roca submergida i augmenta així com ho fa la profunditat (Trenhille, 2002). A les accions estrictament hidràuliques, cal afegir-hi les pneumàtiques derivades de la interacció entre aigua i aire, especialment a esquerdes, canals i conductes (Gaylord, 1999) i/o el desmantellament de fragments de roca de mida variable, afavorits pel diaclasament i la presència de fractures (Noormets et al., 2004; Balaguer, 2006). Segons Sunamura (1992) els penya-segats aplomats són molt reflectius, on bona part de l'energia associada a l'onatge incident disminueix interactuant amb el següent tren d'ones, i aquest fenomen genera una ona estacionària de nul efecte erosiu. La batimetria, en canvi, permet el trencament de l'ona, on la pressió dinàmica augmenta respecte a les ones estacionàries, permetent la càrrega de sediment a la columna d'aigua que es tradueix en l'acció mecànica sobre la façana del penya-segat.

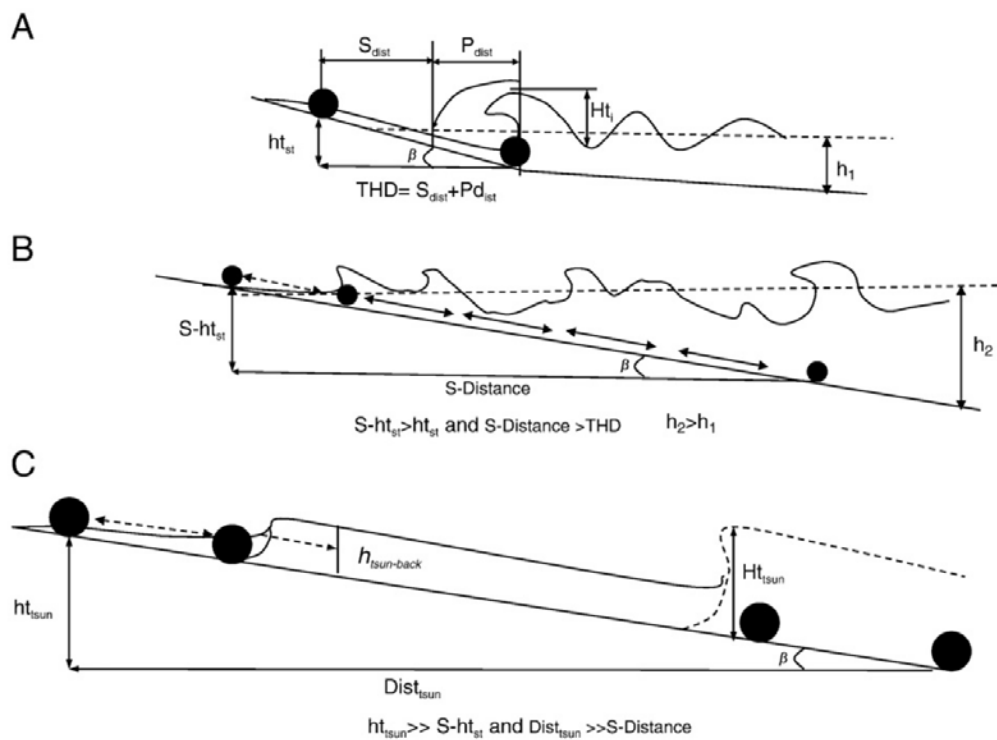


Figura 2.21. Tempesta enfront dels processos de tsunami: A) Diagrama conceptual que mostra l'onada trencant a una platja de blocs donant lloc a l'arrossegament, el transport i la deposició d'una roca a certa elevació per sobre de la seva posició original. B) Diagrama conceptual que mostra una ona de tempesta amb similar procés impulsat per l'arrossegament de blocs, el transport i la deposició final. C) Diagrama que representa l'arrossegament de blocs per un pla inclinat a causa de les onades de tsunami generades per moviment oscil·lant sobre un pla inclinat i, finalment, dipositant el bloc en alguna elevació del vessant. Font: Lorang (2011).

Les ones de tempesta (Figura 2.21) que es trenquen a les platges de còdols resulten de l'impuls de l'ona a la cara de la platja, per l'acció combinada de l'onada d'última hora. El transport es produeix a una distància horitzontal total (THD), composta per una distància de caiguda (Pdist) i per la distància de ressaca (Swdist) amb la deposició final del pendent a una certa alçada màxima (HTST) per sobre de la seva posició inicial. La mida de les roques que es poden

transportar estarà en part en funció de la profunditat de l'aigua (h_1) a la platja, l'altura de l'ona (HTI), el període i el pendent ($\tan\beta$ o HTST / THD). L'alçada a la que una roca pot ser transportada per sobre del punt inicial del desplaçament (HTS) es relaciona amb l'energia disponible per sobre d'algun llindar d'arrossegament inicial, segons Lorang (2000). Si aquests onatges es produeixen durant les marees altes llavors l'aigua pot arribar a un màxim que al seu torn augmenta l'alçada potencial de deposició, i per tant durant les fortes tempestes de vent tant els nivells d'aigua com l'energia de les onades pot superar amb escreix el que caracteritzaria una tempesta normal (Fichaut i Suañez, 2008; Suañez et al., 2009).

Els conceptes de flux i d'onatge es poden aplicar a la mida i a la densitat dels blocs desplaçats, i estimar d'aquesta manera altures d'onatge i profunditats requerides per al llindar d'arrossegament en que s'ha produït (Nott, 1997, 2003 a i b; Lorang, 2000). Les platges de blocs proporcionen les condicions experimentals òptimes per posar a prova aquests enfocaments metodològics ja que els desplaçaments hidrodinàmics de blocs poden ser mesurats a curt termini (Lorang et al., 2002; Goto et al., 2010b; Etienne i París, 2010; Pérez-Alberti i Trenhaile, 2015). Quan les marees de tempesta són coincidents amb la marea alta, les onades poden viatjar a grans distàncies cap a l'interior, i el transport de blocs pendent a dalt i en distància amb relació a la línia de costa és molt més alt que en virtut de les onades de tempesta normals i en condicions de marees baixa. Per tant, l'alçada (S-HTst) i distàncies horitzontals (S-distància) són mesures útils per distingir entre la intensitat de la tempesta, però no concloent en si mateixos (Figura 2.21).

Les onades de tempestes extremes són un mecanisme probable de transport de blocs, i és cada vegada més reconegut a les tempestes en latituds altes i temperades de les àrees costeres de l'Atlàntic Nord, ja que són capaces de transportar blocs a alçades i distàncies considerables (Hall et al., 2008; Suañez et al., 2009; Fichaut i Suañez, 2011; Hall, 2011; Cox et al, 2012; Pérez-Alberti i Trenhaile, 2015). Allà s'exclou l'origen de tsunami, per diverses raons, segons Fichaut i Suarez (2011) ja que: 1) les roques han estat transportades per tempestes recents, amb existència de documents post tempesta, com ara fonts orals, marques de trajectòries recents i fotografies, i 2) no hi ha tsunamis documentats, al manco en els darrers 500 anys.

Durant una tempesta extrema els blocs s'arrabassen de la part superior d'un penya-segat, son transportats per l'ona de tempesta o pel desbordament de la cresta del penya-segat, de plataformes o de rampes, i dipositats vers l'interior. La manca de classificació dels blocs de tempesta demostra que són repetidament re-treballats per les onades i que tendeixen a distingir-se dels dipòsits de tsunami els quals es dipositen generalment durant un sol esdeveniment i tenen mides de sediments més fins en els seus costats cap a terra (Williams i Hall, 2004). Etienne i París (2010) i Williams i Hall (2004) esmenten que l'organització en les crestes pot requerir repetides reelaboracions per l'onatge de tempesta en lloc de l'impacte puntual, més rar a zones atlàntiques, d'un tren d'ones de tsunami.

L'enfocament teòric de Noormets et al. (2004) suposa que els blocs han de tenir una fractura inicial substancial per que les ones puguin actuar sobre els grans blocs de la vorera dels

penya-segats. El seu model demostra que el desallotjament, l'arrossegament, el transport i deposició ha d'ocórrer probablement en seqüència durant l'impacte d'un sola onada a la vora dels penya-segats. En plataformes d'ona Noormets et al. (2004) van mostrar que el desplaçament per lliscament sense rotació és el principal mecanisme de transport dels grans blocs i megablocs de forma irregular, mentre que els blocs tabulars es desplacen sobre el seu eix per rotació durant el transport. Les variacions espacials en la mida del bloc permeten explorar la distribució d'ona de la tempesta, com la presència de roques en moltes plataformes de roca mare al llarg de l'Atlàntic Nord (Trenhaile, 2005; Blanco-Chao et al., 2007; Hall et al., 2008; Pérez-Alberti et al., 2012; Pérez-Alberti i Trenhaile, 2015).

Aquests blocs ubicats a les costes atlàntiques han estat sovint interpretats com transport i dipòsit de tempestes o tsunamis de gran magnitud (Hall et al., 2006, 2008; Hansom et al., 2008; Pignatelli et al., 2009; Suañez et al., 2009). Els blocs més petits són més comuns dins la zona intermareal de plataformes marines, i organitzats en crestes distintives, indicatives de transport i classificació per onatge (Trenhaile, 2005, 2010; Scicchitano et al., 2007; Goto et al., 2009; Etienne i París, 2010). Molts dels blocs de majors dimensions no poden en si mateixos ser utilitzats com indicadors climàtics en la seva disposició, ja que reflecteixen esdeveniments poc freqüents i no climàtics (Lorang, 2000). Els blocs de petit tamany, en canvi, es poden utilitzar com a reflectòmetre de condicions climàtiques d'ona, i poden ser mesurats i monitoritzats a escales temporals i espacials que són rellevants tant per a la modelització numèrica com per la gestió costanera (Goto et al., 2009; Knight et al., 2009; Etienne i París, 2010; Pérez-Alberti, 2010, 2013; Roig-Munar et al., 2013; Pérez-Alberti i Trenhaile, 2015). Molta de la investigació s'ha centrat en el comportament dinàmic d'aquests còdols més petits, incloent les seves trajectòries a través de les tempestes sobre plataformes i la seva resposta al forçament per les tempestes i les onades durant curts períodes (Etienne i París, 2010; Blanco-Chao et al., 2006; Pérez-Alberti et al., 2012, 2013, 2015).

La consideració d'aquestes conseqüències morfològiques són útils per dues raons principals: 1) les costes rocoses en les latituds mitjanes periglacial probablement s'han tornat a ocupar durant diversos cicles interglacial/glacial, i així poden ser morfologies poligèniques formades al llarg del temps (Trenhaile, 2002; Blanco-Chao et al., 2007), i 2) els canvis dels vents a prop de la costa i les onades climàtiques, així com la pujada del nivell del mar, augmentaran la freqüència i la magnitud de futures tempestes que són responsables de l'erosió de la costa, la formació erràtica, el transport de blocs i el col·lapse dels penya-segats associats (Pirazzoli et al., 2004; Regnaud et al., 2004, 2010; Hansom et al., 2008).

2.9.3.- Dipòsits tsunàmics

Shanmugam (2006) descriu que la deposició relacionada amb un tsunami ha de ser en funció de quatre etapes progressives: activació, propagació, deposició de bancs d'arena d'última hora i deposició seguida d'un flux de sortida. El factor principal que determina la mida inicial dels

blocs d'un tsunami és la batimetria. L'evidència de tsunamis passats es conserva al registre estratigràfic en zones costeres amb àrees de blocs i amb arena relativament fina i dipòsits de grava, tot i que no hi ha unes característiques sedimentològiques que identifiquin de manera inequívoca el sediment resultat d'un tsunami, ja que pot dipositar sediments de tamany arena a graves i blocs, ja sigui durant el flux d'entrada o durant el flux de retorn (Gelfenbaum i Jaffe, 2003; MacInnes et al., 2009).

Les distribucions de la mida de gra en els dipòsits poden variar en el flux d'entrada i en el flux de retorn com a dipòsits de procedència identificable del sediment arrossegat pels fluxos d'entrada davant del reflux. Els dipòsits de flux d'entrada més convincents poden ser els camps o els trens de blocs, mentre que els dipòsits de contraflux es descriuen amb menys freqüència (Goff et al., 2001), tot i que Phantuwongraj i Choowong (2012) suggereixen que la deposició del flux de retorn pot ser insignificant. Generalment, els dipòsits de reflux de tsunami a terra són el resultat d'una rendibilitat potencialment canalitzada del flux de la massa d'aigua en forma d'aigües avall a l'accelerar el corrent de tracció a través de les zones més baixes (Einsele et al., 1996) i en funció del relleu pla costaner. Aquest fet pot portar a l'erosió, l'arrossegament i la redeposició de materials de tsunami dipositats al flux d'entrada, i fins i tot la remobilització de dipòsits precedents.

La força del reflux és un resultat de la topografia costera, que com més gran sigui la inclinació de la plana costanera més fort serà el reflux. Segons Hori et al. (2007) és molt poc probable que els dipòsits de tsunami siguin conservats com es van formar, ja que als processos post deposicionals de l'erosió, amb una reducció probable del seu gruix o als retocs per onatge (McAdoo et al., 2008; Oliveira et al., 2011), hem d'afegir la desaparició d'alguns camps tsunàmics pel seu ús antròpic (Martín-Prieto et al., 2013). Segons Scheffers i Kelletat (2003) els sediments de tsunami al llarg de les costes del món són difícils de detectar i els sediments fins i tot són àmpliament ignorats. Això condueix a dir, que fins i tot en casos de deposicions de blocs en certs llocs, els mecanismes de caire tsunàmic no han de ser considerats tan sols com un mecanisme de deposició, sinó també com un mecanisme de redistribució.

2.9.4.- Processos de trencament i transport de blocs

Segons Noormets et al. (2004) el pendent del fons del mar és un dels factors que determinen la profunditat de fregament d'última hora, així com l'altura d'ona en el punt de ruptura. La màxima pressió s'exerceix sobre un penya-segat quan un front d'ona vertical el colpeja (Sunamura, 1992). La pressió total d'impacte es compon d'una part dinàmica i d'un altre hidrostàtica. La pressió dinàmica és màxima al voltant del nivell de l'aigua sense gas, mentre que la pressió hidrostàtica és màxima a la base del penya-segat. Aquesta pressió de xoc és seguida per una altra de durada més llarga i de menor pressió, anomenada pressió d'ona. Les consideracions teòriques d'onatge foren realitzades segons el seu progrés (Figura 2.22) sobre un pendent suau en profunditat que progressivament a l'acostar-se l'ona a la costa es converteix en inestable a causa de l'augment en alçada i disminució de la profunditat (Figura 2.22a). Les onades

trenquen quan la relació entre l'altura de les ones i la profunditat de l'aigua, H_b/h_w , és d'aproximadament 0,71-0,78 (Keulegan i Patterson, 1940). En el cas d'un fons horitzontal, aquesta relació es una mica més petita, 0,44-0,6 (Massel, 1997), i els pendents de fons més pronunciats provoquen relacions d' H_b/H_w entre 0,78 i 1,03 (Galvin, 1972; Komar, 1998; Norments et al., 2002). Per tant, el pendent del fons del mar és un dels factors que determinen la profunditat a on es produeix el trencament, així com l'altura d'ona en el punt de ruptura.

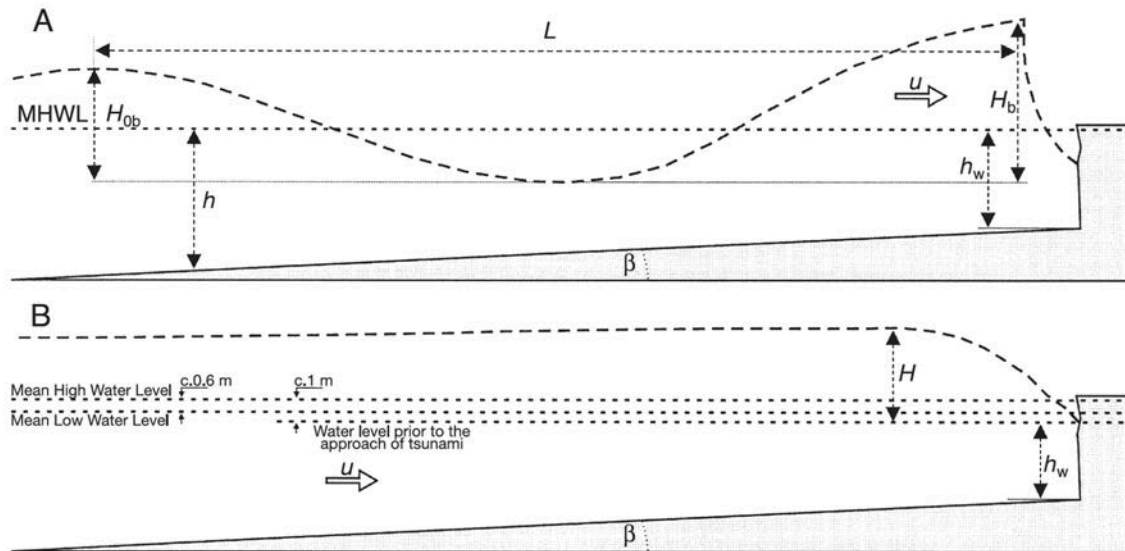


Figura 2.22. Esquema on es mostra l'ona de trencada (A) i l'ona contínua (B) de configuració al penya-segat litoral submergit. H_{0b} és l'alçada d'ona en aigües profundes que es trenca al penya-segat, u és la velocitat del flux, h és la profunditat de l'aigua amb un subíndex "w" que indica la profunditat de ruptura al penya-segat, H és l'alçada d'ona amb una subíndex que indica l'altura trencant, L és la longitud d'ona, i tanb és el pendent del fons. Font: Noormets et al. (2004).

L'energia d'una ona trencada es dissipa a causa de la turbulència i fricció del llit de forma proporcional a la distància des del punt de trencament (Wright et al., 1982). Les ones trencades progressen cap a la costa en forma de vessament turbulent, col·lapsant o creixent en força, depenent del pendent del fons, de les aigües profundes i del peralt de l'onada. En un fons de pendent molt suau les onades trencades poden reformar-se i trencar múltiples vegades. La principal diferència entre l'onatge de tempestes fortes i l'ona d'un tsunami és el període del tsunami, en general de l'ordre de $T=15-20$ min (Bourrouilh-Li Jan i Talandier, 1985). Per tant, l'acostament de l'ona a la costa rocosa pot actuar durant molts minuts de forma constant i turbulenta. El progrés de la majoria de tsunamis violents en una zona costera és en general en forma de massa turbulenta similar a una ona trencada en aigües poc profundes. La major longitud d'ona del tsunami és tradueix en un flux d'aigua turbulent unidireccional a través de la columna d'aigua i en la direcció de propagació sobre la costa afectada. La relació H/h és indicativa de la forma de la turbulència. Quan H/h és menor, entorn de 0,62, el mecanisme és probable que sigui ondular, mentre que si H/h presenta valors d'aproximadament 0,82 poden donar lloc a una onada que es propaga amb força turbulenta.

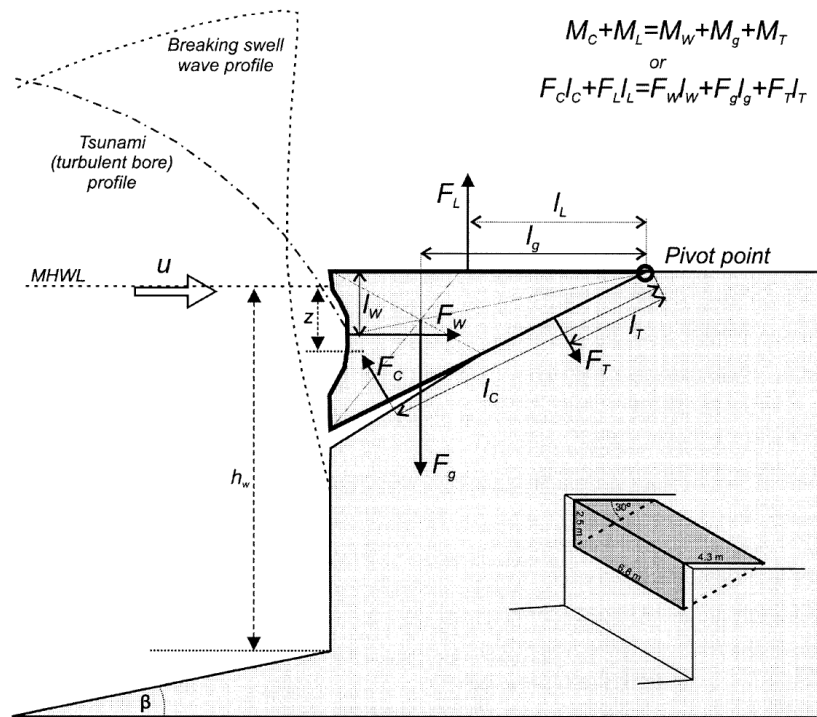


Figura 2.23. Definició dels moments que actuen sobre el blocs. F i L marquen les forces i braços respectivament, Z és la profunditat del centre de la cara frontal del bloc i HW és la profunditat de l'aigua al penya-segat, segons Noormets et al. (2004)

Els mecanismes d'arrabassament i de transport dels blocs han estat representats per Noormets et al. (2004) simplificant la seva geometria per tal de facilitar l'anàlisi de les forces que actuen sobre ells (Figura 2.23). Qualsevol que sigui el tipus d'ona d'impacte sobre els blocs des de la vora de la plataforma, aquest pot ser vist com un procés de dos passos: l'arrabassament i el d'emplaçament (Figura 2.24). Tot i que essencialment es tracta d'un procés continu, el conjunt de forces que actuen sobre els blocs i els mecanismes de la seva aplicació són diferents abans i després de la seva individualització. Abans de la separació, el resultat de la força d'impacte inclou la inèrcia, la força de sustentació, i les forces de trencament, de tracció i de gravetat. Després de la separació, el bloc s'incorpora a la costa amb el flux d'aigua i la seva posterior trajectòria és controlada per l'equilibri de forces a causa de la fricció del fluid que puja i es trasllada, i la gravetat. Se suposa que el desallotjament del bloc pren una quantitat finita de temps, durant el qual a la part frontal l'acceleració disminueix dràsticament. Per tant, la força d'inèrcia no es considera important més enllà d'aproximadament els primers segons després de l'impacte (Noji et al., 1985; Nott, 2003 a i b). Durant l'emplaçament posterior i el transport del bloc, aquest depèn de les forces d'arrossegament i d'elevació, equilibrades pel pes total o parcialment submergit d'aquest bloc en el seu desplaçament.

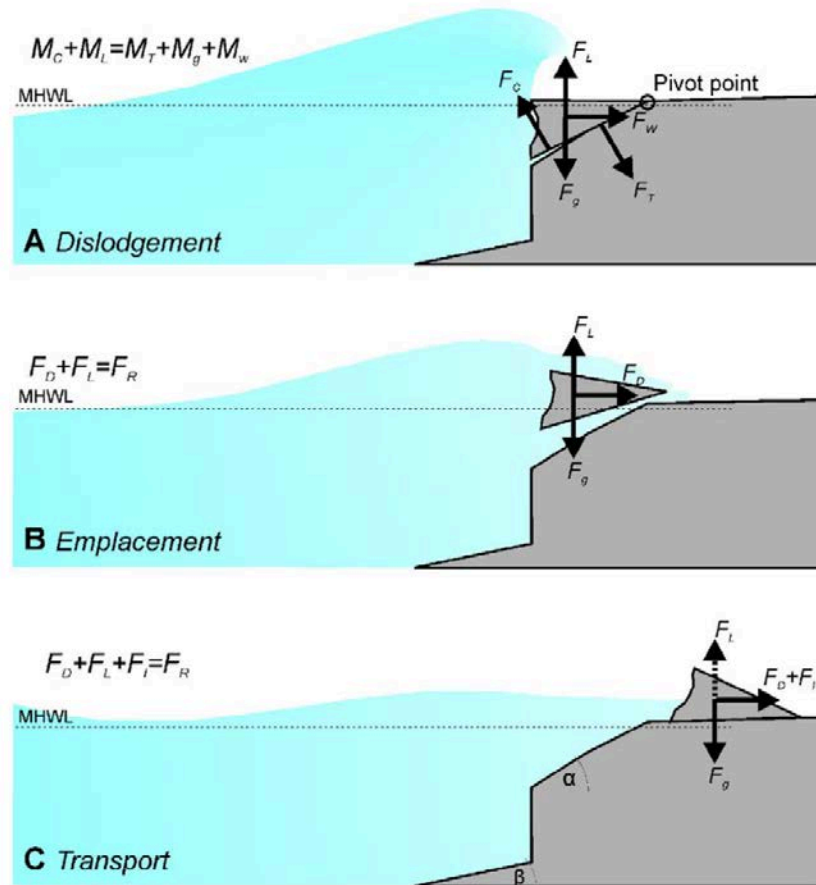


Figura 2.24. Model conceptual de A) el desallotjament dels blocs des de la vora del penya-segat, B) el seu emplaçament a la plataforma, i C) el seu posterior transport a la plataforma costa. Per a cada pas existeix un conjunt de forces que l'impacten, segons Noormets et al. (2004).

Noormets et al. (2004) argumenten l'arrabassament dels blocs d'acord amb el desenvolupament de la pressió de xoc i que requereix la concurrència de la geologia i la hidrodinàmica, i diferents condicions dels blocs a la base del penya-segat submergit i sobre una plataforma submarina. Els blocs trencats és probable que caiguin novament a la base del penya-segat, on una ona considerablement més alta és requerida pel seu arrossegament (Nott, 2003a). No obstant això, tenint en compte l'alçada i pendent del penya-segat, l'aixecament de blocs des de la base del penya-segat sobre la plataforma no sembla un mecanisme probable d'emplaçament de nou sobre terra. El transport de blocs a segons quines distàncies podrien ser considerablement majors a causa de l'augment del nivell del mar local en mareas altes i associades a grans tempestes i/o ciclons, ja que la turbulència que es propaga en aigües poc profundes manté la seva altura sobre una distància més llarga que una massa viatjant sobre una superfície seca. Per tant, quan la plataforma es submergeix temporalment el que dona és una altura d'ona trencada en la zona de surf. A més, la configuració morfològica del perfil rocós té una gran importància en l'estimació de la resistència de la plataforma a l'onada atacant o força d'ona. Per tant, per tal d'identificar la costa afectada per diferents esdeveniments i establir els desallotjaments i/o mecanismes de transport s'ha de determinar la seva morfològia, forma i posició. A partir d'aquí es poden establir un conjunt d'equacions que poden permetre destriar els fenòmens que causen els

desplaçaments. Segons Noormets et al. (2004) hem de tenir presents diferents qüestions a considerar:

a.- En primer lloc, s'ha de tenir en compte l'alçada d'arrabassament dels blocs, la profunditat de l'aigua i l'altura del penya-segat litoral, a on el desbordament passaria al penya-segat de manera que l'impacte no reflecteix grans desplaçaments. En aquesta configuració la força resultant al penya-segat podria ser una mica menor del previst utilitzant els resultats experimentals de Ramsden (1993).

b.- En segon lloc, la interacció de l'ona amb la batimetria local té una gran influència en l'ona i la seva velocitat a la zona costanera (Denny et al., 2003).

c.- En tercer lloc, la gran quantitat de blocs al fons marí devora de la costa, suggereix que les onades rompent poques vegades són capaces d'emplaçar-los sobre la plataforma i l'equilibri depèn sobretot de les pressions exercides sobre la vora del penya-segat.

d.- En quart lloc, a més del debilitament mecànic de la vora del penya-segat, les esquerdes i les juntes actuen com a trampes d'aire, en la qual l'aire es comprimeix. L'aire de compressió en les juntes i esquerdes augmenta la durada de la pressió alhora que redueix la seva magnitud (Peregrine, 2003).

e.- En cinquè lloc, l'escala dels resultats de les proves a les dimensions naturals pot ser problemàtic (Petroff et al., 2001), ja que les parets utilitzades en les proves, tendeixen a atenuar hidrodinàmicament càrregues de curta durada i la força mesurada durant l'impacte no sempre es representativa de la màxima càrrega hidrodinàmica.

f.- En sisè lloc, per al transport de blocs a la plataforma, l'anàlisi de la reducció de la perforació en altura a causa de la dissipació d'energia turbulenta, mostra la desintegració molt més ràpida d'ones d'avingudes en la plataforma de terra que amb turbulències de tsunami.

Per tant, un augment del nivell del mar local associat als efectes dels trens d'onades durant les tempestes en marea alta, i durant els huracans, és l'única explicació alternativa com una propagació de perforació en aigües poc profundes que manté la seva altura sobre una distància més llarga de viatge sobre una superfície rocosa. Això suggereix que la forma dels blocs és fonamental, tant en les fases d'arrabassament com durant els esdeveniments de transport i disposicions posteriors.

Noormets et al. (2004) conclouen que hi ha un límit superior de les ones del mar periòdiques que exerceixen un màxim de pressió als penya-segats litorals submergits i on:

1.- Es requereix una fracturació inicial del 60% per tal d'arrabassar blocs des de la plataforma. Encara que els temporals són capaços de trencar i desplaçar grans blocs de la vora del penya-segat litoral, en general no tenen prou força per emplaçar-los sobre la plataforma costanera.

2.- Les turbulències resultants dels tsunamis també requereixen una fracturació important de la roca a les plataformes o penya-segats, no obstant, són més propensos a emplaçar els blocs

sobre la plataforma a causa de la major durada i continuïtat de la seva acció, en comparació amb les ones de tempestes.

3.- Les acceleracions verticals al penya-segat durant etapes inicials de l'impacte i el paper de l'aire atrapat en les esquerdes, pot contribuir considerablement a l'extracció de blocs.

4.- El desallotjament i emplaçament de grans blocs és més probable que es produeixi durant un esdeveniment d'ona contínua. Encara que en un procés continu, diferents conjunts de forces actuen sobre la roca abans de la seva separació i immediatament després, durant el seu emplaçament.

Així mateix, els processos d'ona sobre la plataforma poden:

1.- Els trens d'onades més llargues poden produir potencialment processos de deposició en els penya-segats més alts, i tenir una major capacitat per al transport de megablocs.

2.- Les distàncies de transport poden augmentar considerablement per una immersió temporal de la plataforma a causa d'augmentos locals del nivell del mar associats amb huracans o tempestes de grans dimensions.

3.- Els desplaçaments sense rotació són el principal mecanisme de transport dels grans blocs de forma irregular.

Per tant, l'estudi de Noormets et al. (2004) conclou que segons els estudis de tipus geològic i geomorfològic, les propietats del clima, i l'anàlisi de les característiques topogràfiques i litològiques és possible estimar la resistència de la roca enfront les forces de les onades, i identificar els possibles mecanismes de despreniment i transport dels blocs, siguin de caire tsunamític o per temporals excepcionals. Determinant que els blocs poden ser tractats com a possibles indicadors dels nivells d'energia en les costes rocoses.

2.9.5.- Mètodes: el conjunt d'eines actuals per a l'estudi dels blocs costaners

Treballs recents indiquen que la mida dels blocs es pot utilitzar per estimar les velocitats dels corrents d'ones generades per les tempestes i els tsunamis (Paris et al., 2009; Goto et al., 2011). Diversos intents han estat aplicats per diferenciar els processos en funció del seu origen, tant amb l'ús de models hidrodinàmics (Nott, 1997, 2003 a i b; Noormets et al., 2004) com en consideracions morfològiques de l'espai de deposició (Mastronuzzi et al., 2006; Weiss, 2012)). Les eines d'ús comú en els estudis de blocs són: la caracterització, localització i cartografia de la seva distribució espacial, l'estimació de la mida dels blocs, del seu volum i del seu pes, mitjançant el mesurament al camp dels eixos llarg (A), mig (B) i curt (C), i la descripció de l'àmbit geoambiental de les àrees analitzades. Aquestes dades sovint es complementen amb diferents eines com ara;

1.- La datació mitjançant l'anàlisi del C-14 o U-Th contingut a les parts dures d'organismes marins incrustats en els blocs (Bishop i Hughes, 1989; Kelletat et al., 2002), i que permeten datar els blocs.

2.- La datació mitjançant paleomagnetisme.

3.- La datació mitjançant morfologies erosives postdeposicionals (Roig-Munar et al., 2013).

4.- Monitorització de la dinàmica de blocs i identificació d'impactes frescs com ara estries, marques de percussió, o aixafament i l'ús de blocs i de les cicatrius inventariades (Balaguer, 2006; Etienne i París, 2010; Cruslock et al., 2010).

5.- La monitorització de despreniment de roques amb l'ús d'avaluacions semiquantitatives, incloent fotografies.

6.- L'anàlisi del transport dels blocs mitjançant modelatge, considerant les característiques dels blocs, el clima d'onades (velocitat, temps, orientació) i el registres de tempesta (dades de boies, relats de testimonis, etc).

7.- Formulacions matemàtiques per determinar els processos hidrodinàmics necessaris per l'arrabassament i el transport dels blocs.

Estudis recents (Goto et al., 2009a, 2010a i b; Etienne i París, 2010) han proposat que els dipòsits de tsunami i de tempesta es poden diferenciar en considerar la posició relativa a la font, la grandària, la distància recorreguda i el trencament dels blocs. Goto et al. (2011) presenten una sèrie de característiques sedimentològiques que poden permetre distingir entre tsunami i tempesta. La investigació recent ha demostrat que els blocs poden ser repetidament arrossegats, transportats i dipositats (Noormets et al, 2004; Hansom et al, 2008; Fichaut i Suañez, 2011; Stephenson i Naylor, 2011) fet que condueix a una sobreestimació de l'energia; i que pot canviar la posició de l'orientació dels blocs durant un esdeveniment (Paris et al., 2010). La densitat de la roca és important, ja que les roques més lleugeres són transportades més fàcilment, i la mida dels blocs dipositats depèn del material disponible en lloc d'energia d'ona (Goto et al., 2007a, 2007b). La creixent crítica al transport de blocs de tsunami obliga a considerar amb més detall el paper de les tempestes d'onades a les costes rocoses, segons Etienne i París (2010).

2.9.6.- Equacions aplicades sobre blocs, tsunami versus tempestes, per determinar els mecanismes de transport

Molts autors han descrit diferents mecanismes de transport al llarg de les costes rocoses en diferents parts del món. Estan d'acord en que les condicions necessàries per la seva dispersió cap a terra es deu a la presència d'un patró de fracturació i a l'estratificació (Mastronuzzi i Sanso, 2004). Qualsevol que sigui l'impacte es pot resumir en tres fases (Figura 2.24): 1) desallotjament o arrabassament; 2) el transport; i 3) l'emplaçament, i aquestes fases poden ser contínues si les onades que impacten tenen suficient energia (Noormets et al., 2004). Durant aquestes fases la pressió instantània de l'aigua a causa d'un tsunami o d'una tempesta de mar és substancialment diferent (Nott, 2003b; Noormets et al, 2004.). Els tsunamis són capaços de desallotjar i/o separar els blocs d'un penya-segat per mitjà d'un únic impacte o esdeveniment que inunda progressivament, i generalment les ones de tempestes extraordinàries ho realitzen mitjançant múltiples impactes que es produeixen en el mateix esdeveniment meteorològic o que van debilitant el penya-segat en diferents temporals. Una vegada que els blocs són individualitzats, el

seu moviment pot ocórrer per lliscament, rodament i/o rebot, de conformitat amb les pressions hidrodinàmiques inicials i amb diversos paràmetres com ara la mida del bloc, la forma, la rugositat, el pendent de la costa, etc. (Lorang, 2000).

Williams i Hall (2004) van observar un dipòsit de blocs imbricats en la part superior d'un penya-segat de 20-25 m amb un eix horitzontal perpendicular al flux que indica un mecanisme de rodament o lliscament d'arrossegament. Goto et al. (2007) van observar dipòsits que denoten un moviment de rebot, mentre que les dades experimentals obtingudes per Imamura et al. (2008) assenyalen dos resultats: 1) els blocs rectangulars amb el seu eix major perpendicular al flux tenen un desplaçament més gran que els blocs rectangulars amb el seu eix major paral·lel al flux, i que a causa de la força hidràulica es giren a la posició horitzontal, i 2) la velocitat del corrent de l'impacte d'ona és un paràmetre important per definir el lliscament, el rodament o el volteig dels blocs. Aquestes experimentacions realitzades per Imamura et al. (2008) suggereixen que si el pendent cap al mar és prou fort, els blocs poden tornar cap al mar en funció de la topografia local i els fluxos de retorn.

L'aparició de grans blocs arrossegats terra endins per les ones ofereix l'oportunitat d'utilitzar un enfocament amb mesures de diferents paràmetres dels blocs per estimar els paràmetres d'ona (alçada i període) que han afavorit aquests transports sobre uns espais concrets. Equacions matemàtiques i models numèrics s'utilitzen comunment per determinar el tipus d'esdeveniment d'alta energia que van dipositar els blocs. Aquestes equacions s'han dissenyat per ajudar a diferenciar entre esdeveniments de tsunamis i tempestes (Nott, 2003b; Lorang, 2011), i reconstruir les energies necessàries per dipositar blocs (Noormets et al., 2004) o el desenvolupament de models numèrics per predir el transport de blocs que també es poden verificar amb registres de tsunamis i moviment de blocs històrics, així com models de laboratori (Imamura et al., 2008). Aquestes equacions han estat desenvolupades per a una gamma de configuracions i formes morfològiques, com ara roques aïllades en les plataformes intermareals (Noormets et al, 2004; Imamura et al., 2008), blocs submergits, blocs subaeris o blocs delimitats per fractures, conjuntament amb el pendent i rugositat supramareal a ambients terrestres (Nott, 1999, 2003a i b; Weiss, 2012) o platges de còdols rodats intermareals fins supramareals (Lorang, 2000).

Nott (1997) va desenvolupar algunes equacions hidrodinàmiques útils per al càlcul de l'alçada mínima d'ona capaç d'iniciar els moviments dels blocs. Aquestes equacions van ser posteriorment millorades tenint en compte la posició de la roca abans del seu transport (Nott, 2003 a), establint tres escenaris hipotètics diferents, i on l'aplicabilitat d'aquestes equacions està associada al transport de blocs en funció dels esdeveniments que actuen sobre ells;

(Equació 1) Blocs submergits;

$$H_t = [(\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c] / [2 (C_d c^2 + C_l b^2)]$$

$$H_s = [(\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c] / [0,5 (C_d c^2 + C_l b^2)]$$

(Equació 2) Blocs sobre plataformes o rases litorals;

$$H_t = [0,5 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c g - C_m b c^2 \ddot{u}] / [g (C_d c^2 + C_l b^2)]$$

$$H_s = [2 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c g - 4C_m b c^2 \ddot{u}] / [g (C_d c^2 + C_l b^2)]$$

(Equació 3) Blocs controlats per fracturació o diàclasi;

$$H_t = [0,5 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) c] / C_l$$

$$H_s = [2 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) c] / C_l$$

On H_t i H_s són les alçades d'ona en la zona de trencament necessària pel desplaçament o arrabassament de blocs dins un escenari tsunamític (H_t) i de tempesta (H_s) respectivament; ρ_s i ρ_w són les densitats dels blocs i de l'aigua; b és l'eix mig del bloc i c la potència del blocs; C_l i C_m són coeficients empírics d'elevació i massa; g és la constant de gravetat i \ddot{u} és l'acceleració del flux.

Aquests tres escenaris calculen l'alçada necessària que una ona ha de menester per moure o desplaçar un determinat bloc, i en funció d'on estigui aquest bloc emplaçat inicialment.

La situació més fàcil és quan el bloc ja està individualitzat i no condicionat per fracturació. Les onades de tempesta necessiten ser quatre vegades més altes que les d'un tsunami per moure el mateix bloc, fonamentalment degut a la diferència de període d'ona i el tipus de flux i massa d'aquestes: pocs segons i de forma intermitent en les onades de tempestes, i molts minuts en els tsunamis amb fluxos turbulents (Figura 2.22). La situació més difícil és quan les onades o el tsunami han d'arrabassar el bloc abans de moure'l (Figura 2.23).

En aquestes equacions el factor principal és el pes del bloc i també intervé la salinitat de l'aigua del mar per tal de determinar la flotabilitat del bloc. La forma del bloc s'assimila a un paral·lelepípede de 6 cares i el moviment del bloc es produeix quan la força d'arrossegament és superior a la seva flotabilitat, que en el cas dels blocs submergits, supera la força de fregament. En el cas de blocs subaeris s'ha de considerar a més el moment d'inèrcia que no es produeix quan el bloc està submergit. Quan el bloc no està individualitzat, la flotabilitat ha de superar el fregament per tal d'incorporar el bloc al flux d'aigua. La importància de la rugositat en la condició de pretransport dels blocs es va destacar primer per Nott (2003a) i reiterat posteriorment per Weiss (2012). Posteriorment Weiss i Diplas (2015) prenen nota sobre la rugositat del pretransport i estableixen que és difícil de determinar. Els autors apliquen equacions obtenint resultats que conclouen, a efectes pràctics, senzilles teories per al transport d'un bloc de tsunami i tempesta poden conduir a tècniques satisfactòries per inferir si una roca al camp va ser traslladat pel tsunami o una tempesta.

Pignatelli et al. (2009) reformulà la equació de Nott (2003a) pel cas dels blocs no individualitzats utilitzant la potència del bloc (C), enlloc de l'eix major (A), ja que és aquesta potència la que representa la cara exposada a l'impacte del tsunami (Figura 2.25).

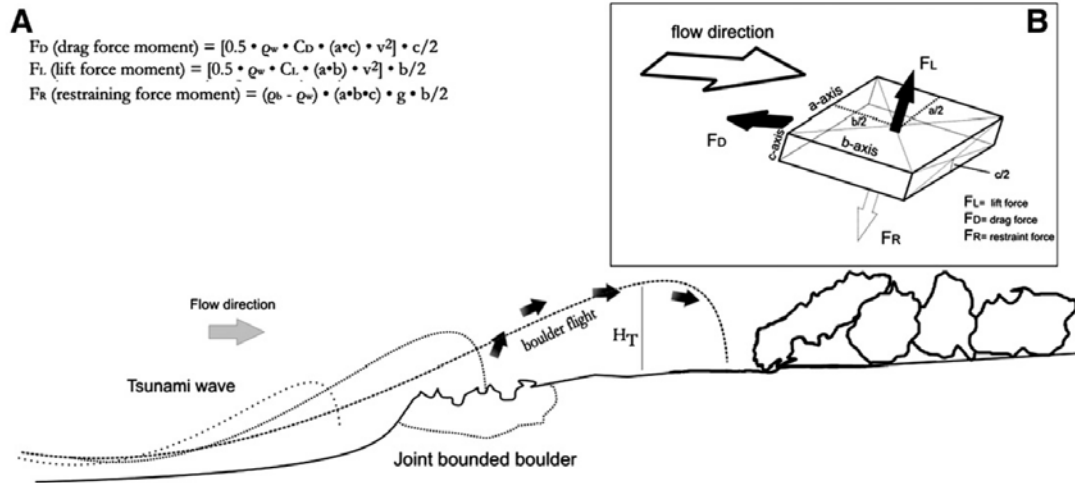


Figura 2.25. A.- Ona de tsunami impactant a la costa rocosa, amb despreniment d'una roca de la vora del penya-segat B.- Esquema del moment de les forces que actuen sobre una roca quan la roca entra en un flux d'aigua. Font: Pignatelli et al. (2009).

La diferència significativa entre Pignatelli et al. (2009) i Nott (2003a) és considerar només tres cares i la superfície inferior del bloc rodant. A les equacions de Nott (2003 a i b) actuen quatre forces (arrossegament, ascensió, inèrcia i les forces de retenció) però en els blocs que es troben delimitats per juntes, el bloc només experimenta la força d'elevació quan aquesta és coronada per una onada fins que s'incorpora al corrent, després del qual el bloc ha d'experimentar la força d'arrossegament. Pignatelli et al. (2009) presenta la hipòtesi segons la qual, les roques es mobilitzen a la part superior del penya-segat, dibuixant un escenari que és molt similar a la situació descrita per Noormets et al. (2002, 2004), que van suggerir que els blocs aïllats per la massa són transportats surant, o parcialment surant en el flux d'aigua i no per lliscament sobre la superfície rocosa. Pignatelli et al. (2009) esmentaren que l'equació hidrodinàmica de Nott (2003a) és inconnexa des de la superfície de la roca, situada a la zona supralitoral (Figura 2.25) i consideren la següent reformulació pel moment en que s'inicia el moviment:

$$F_L \geq F_R$$

On, F_L és el moment de la força d'aixecament.

$$F_L = [0,5 \cdot \rho_w \cdot C_L \cdot (a \cdot b) \cdot v^2] \cdot b/2$$

F_R és el moment de la força de resistència.

$$F_R = (\rho_b - \rho_w) \cdot (a \cdot b \cdot c) \cdot g \cdot b/2$$

On ρ_w és la densitat de l'aigua, ρ_b és la densitat de la roca, C_L és el coeficient de sustentació (segons Einstein i El Samni, 1949), g és la constant gravitacional, v la velocitat del flux.

Pignatelli et al. (2009) consideren amb aquesta nova reformulació (Figura 2.26), on el cosinus representa els catets d'un triangle rectangle, corresponent al pendent mitjà de les àrees

estudiades sobre el perfil inclinat de terra a la costa. El cosinus és compensat per la topografia plana dels perfils, important també per quantificar la quantitat d'aigua per produir l'efectiva inundació i per tant el desplaçament dels blocs. Aquest valor està representat per la columna d'aigua que arriba a la part superior del penya-segat.

Les característiques dels processos de tsunami estan influenciats per diversos factors locals com l'ample de la plataforma continental, on l'energia es veu influenciada pels efectes de la batimetria i la geometria local de la costa. D'altra banda, l'impacte d'un tsunami o tempesta està molt influenciat per la topografia costanera i en particular per la geomorfologia litoral. Una vegada que el tsunami arriba a la costa podem tenir diferents escenaris; A) inundar el paisatge sense trencar-se, com un mar en ràpid augment del nivell (Pignatelli et al., 2010); i/o B) arribar com un tren d'ones trencants; i/o C) esdevenir un mantell d'aigua turbulenta (Noormets et al., 2004). A més, el pendent del fons del mar és un dels factors que determina la profunditat d'ona associada a la recent arribada a la costa, així com l'altura que es pot generar per fregament de forma puntual en un punt concret (Noormets et al., 2004), i condicionat per la batimetria local.

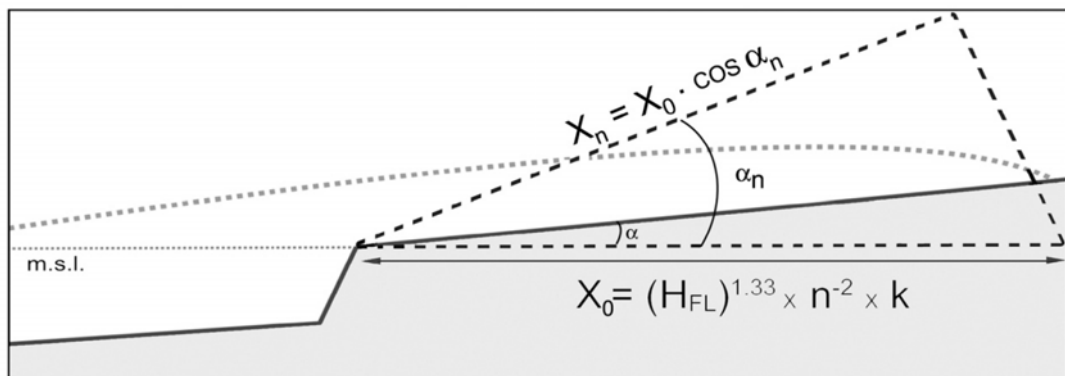


Figura 2.26. Estimació de la penetració cap a l'interior dels sectors costaners caracteritzada per perfils inclinats per terra. Font: Pignatelli et al. (2009).

A la Figura 2.27 Pignatelli et al. (2009) exemplifiquen el moviment d'un bloc amb quatre passos continus: A. Arrabassament de la roca pel HT o alçada del tsunami (és el mínim onatge capaç de moure el bloc); B. El moment de la força de sustentació guanya sobre els moments de la força de resistència i de la força de subjecció (el HT d'alçada de tsunami es manté constant); C. La roca es troba surant per la turbulència d'ona (la columna d'aigua vertical té una alçada constant del penya-segat); D. La roca es diposita (sovint trencada en algunes peces) a mesura que disminueix l'energia d'ona i l'altura del tsunami tendeix a zero, i en darrer terme hauríem de tenir presents els moviments dels fluxos de retorn.

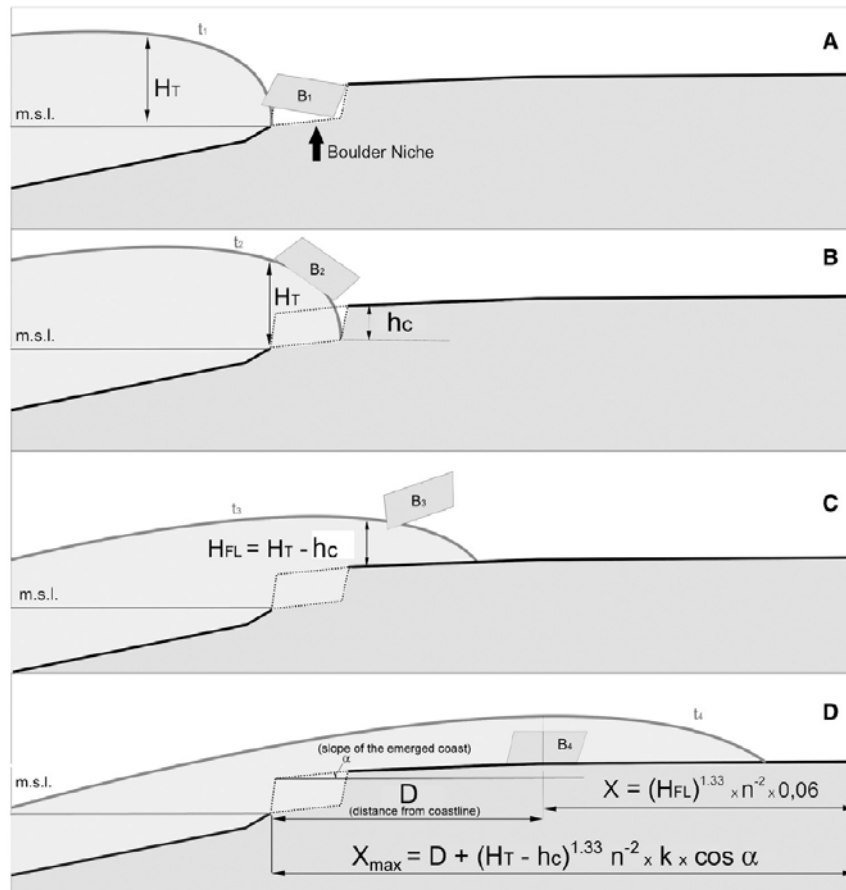


Figura 2.27. Diferents fases de transport d'un bloc afectat per una ona de tsunami. Font: Pignatelli et al. (2009).

Segons Barbano et al. (2010) podem esperar que els blocs no s'hagin desplaçat cap a terra per una sola onada, sinó per múltiples onades. Aquest autor utilitza dos enfocaments diferents per tal de verificar si els blocs són compatibles amb el règim d'ona de tempesta conegut a la zona, o si són onades de tsunami les responsables del seu desplaçament, el transport i finalment la seva deposició. En primer lloc, els autors aplicaren els càlculs hidrodinàmics de Nott (2003 a i b), i un enfocament simplificat per a l'estimació de l'alçada d'ona, tant de tempesta com de tsunami, necessària per iniciar la bolcada del bloc i el seu transport. Llavors consideraren les formulacions de Noormets et al. (2004), i les equacions per estimar les alçades de les ones necessàries per moure els blocs fins la seva posició. Partint de les equacions de Noormets et al. (2004), similars a les de Nott (2003 a i b), Barbano et al. (2010) proposaren una equació que determina l'alçada del flux generat per onades de tempesta (H_{sf}) i l'alçada de flux generat pels tsunamis (H_{tf}) quan el bloc atura el seu moviment terra endins, aplicant les següents equacions;

$$H_{tf} = 0.5 \rho_s - \rho_w = \rho_w \cdot b_c = C_{Dc} + C_{Lb}$$

$$H_{sf} = [2\mu \rho_s^{abc}] / (C_D \rho_w^{ac})$$

$$H_{tf} = [0.5\mu \rho_s^{abc}] / (C_D \rho_w^{ac})$$

on: ρ_s és la densitat del bloc, ρ_w és la densitat de l'aigua, C_D és el coeficient d'arrossegament, C_I és el coeficient d'elevació del bloc i μ és el coeficient de fricció.

Els autors entenen que en aquest moment d'aturada del bloc ja no actuen la força inercial, ni la flotabilitat i la seva posició es defineix per la igualtat entre la força d'arrossegament i la resistència al fregament, i s'utilitza en els casos en que el bloc s'ha mogut per esllavissament. Es va aplicar el model de Nott (2003 z) (modificat per Pignatelli et al., 2009) a blocs submergits. L'alçada de les onades obtinguda i l'observació directa dels blocs que es varen moure durant tempestes recents mostren que tant les tempestes com els tsunamis poden haver mogut la majoria dels blocs analitzats, que hem d'assenyalar no es trobaven a costes amb penya-segats.

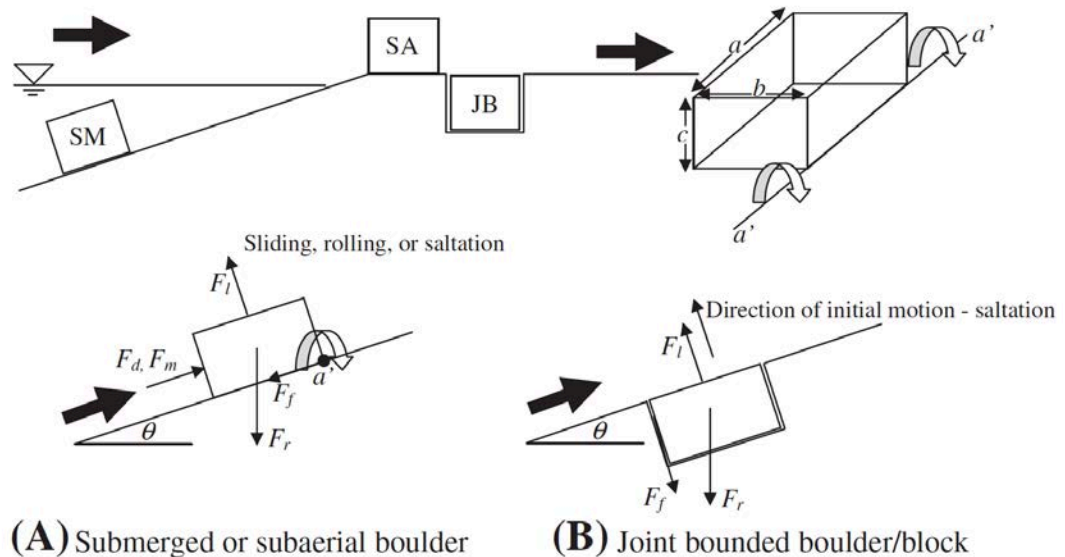


Figura 2.28. Tipus de blocs en un litoral rocós: SB - Bloc submergit, SA - Bloc subaeri, i JB - Bloc delimitat per fractures; A) Bloc subaeri o submergit, B) Bloc delimitat per fractures. a, b, i c són les longituds dels eixos d'un bloc, on la fletxa mostra la direcció del flux, F_d és la força d'arrossegament, F_l és la força de sustentació, F_m és la força d'inèrcia, F_r és la força de restricció (la suma vectorial de les forces de flotació i gravetat), F_f és la força de fricció estàtica, θ és l'angle del pendent del llit, i a'-a' - l'eix de bolcada. Font: Nandasema et al. (2011).

Imamura et al. (2008) dugueren a terme experiments hidràulics per l'anàlisi del procés de transport de blocs per l'efecte de tsunami, i observaren transports principals per rodadura i saltació en comptes de per lliscaments. Aquests models subestimen la distància dels blocs moguts pel tsunami quant aquests eren transportats a causa del rodament o saltació. Per exemple, la velocitat del corrent mínima o alçada de l'ona necessària per moure un bloc es pot estimar teòricament a partir del pes i la forma de la roca (Nott, 2003 a i b; Noormets et al., 2004). No obstant això, les estimacions de la força hidràulica i la velocitat del corrent, així com els seus valors màxims són importants per a la comprensió del comportament, i per estimar el poder dels tsunamis històrics i ajudar a la mitigació de futurs desastres. Un model numèric pel transport del bloc va ser desenvolupat per Noji et al. (1985) i va ser estès a dues dimensions per Imamura et al. (2001). No obstant això el model assumit de lliscament com l'únic transport, encara que els blocs es poden

transportar per rodadura o saltació, depèn de la forma i la força hidràulica dels tsunamis (Goto et al., 2007), així com de les condicions geomorfològiques del sector de costa rocosa tant emergida com submergida.

Segons Nandasena et al. (2011) les equacions desenvolupades per Nott (1997) inclouen resistència a la tracció i forces basades en les propietats de la roca i en la fricció entre la superfície de la roca i el fons. Posteriorment (Nott, 2003a) aplicà equacions diferenciades en funció de l'origen del bloc remogut: submergits, subaeris, o delimitats per juntes. Imamura et al. (2008) desenvolupà un model pràctic per al transport d'un bloc per un tsunami, tenint en compte els diversos models de transport, introduint una variable empírica del coeficient de fricció i assumint que aquest coeficient disminueix amb una disminució en el temps de contacte amb el terra, mentre que el bloc és transportat per fregament o saltació. Goto et al. (2010) van utilitzar el model de transport de blocs desenvolupant equacions pels tsunamis considerant la zona submergida i parcialment submergida, i les condicions subaèries a que una roca és sotmesa durant l'arrossegament, i després van proposar un model numèric per resoldre el sistema d'equacions que regeixen el bloc en una dimensió. Segons aquesta evolució de les formules, Nandasema et al. (2011) revisà les equacions a quatre casos amb un enfocament matemàtic per entendre la correlació entre la velocitat de flux i el model de transport inicial del bloc. Nandasema et al. (2011) considerà el bloc com un prisma rectangular, on les forces d'arrossegament, d'elevació, d'inèrcia, de flotabilitat, i de gravetat es consideren forces aplicades al bloc quan se sotmet al flux d'aigua i considerant els tres escenaris definits per Nott (2003a) (Figura 2.28).

Nandasema et al. (2011) revisà les equacions de Nott (1997, 2003 a i b), aplicades a les dades de blocs obtingudes per Scicchitano et al. (2007), Etienne i París (2010), i Paris et al. (2009). Segons Nandasema et al. (2011) les equacions hidrodinàmiques de Nott (1997, 2003a) són un eina senzilla i útil per predir el transport inicial d'un bloc per tsunami o tempestes, però es poden millorar. L'autor conclou que; 1) l'equació per l'escenari submergit ha estat revisada per la de la força d'ascens, 2) l'escenari del bloc subaeri s'ha corregit ometent l'ús inadequat de la força de inèrcia, i 3) l'escenari dels blocs sotmesos a diàclasis va ser revisat per establir l'equilibri entre els components de la força en la direcció de l'elevació, i es va posar a prova l'efecte del pendent en la ubicació prèvia al transport.

Les diferències entre els resultats obtinguts de les equacions de Nott (2003a) i les de Nandasema denoten que el cabal mínim, la velocitat requerida per iniciar el transport de roques submergides de l'equació revisada és menor en l'equació de Nott (2003a). Així doncs, Nandasema et al. redueix fins un 56% els valors necessaris per als blocs submergits i un 65% pels blocs delimitats per juntes, i això s'atribueix a considerar un increment de la superfície d'elevació en l'equació revisada. La velocitat de flux mínima requerida per iniciar el transport de blocs subaeris, d'acord amb les proves realitzades als blocs analitzats al tsunami de 2004 a Sumatra, també difereix en comparació amb els resultats de l'equació de Nott (2003a), amb valors devaluats entre el 4% i el 22%. Aquestes diferències són atribuïbles a un ús inadequat de la inèrcia en l'equació

de Nott (2003a), amb diferències mitjanes entre els resultats de les equacions de Nandasema et al. (2010) i les equacions de Nott (2003a) del 8% als blocs submergits i del 19% als blocs subaeris. Nandasema et al. (2010) introduí una eina gràfica anomenada "Histograma de Transport de blocs", posteriorment treballada per Nandasena i Tanaka (2013), que representa el rang de velocitats de flux requerides per al transport inicial d'un bloc en diferents maneres; lliscament, laminar, i saltació. Aquesta eina es pot utilitzar per predir el possible mode de transport inicial d'una roca amb una velocitat de flux de l'onada. L'aplicació l'Histograma de Transport de Blocs mostra quatre regions diferents caracteritzades per diferents propietats que actuen sobre el bloc. Una primera regió representa el rang de velocitats de flux que no són suficients per iniciar el transport de blocs. La segona, la tercera i la quarta representen els rangs de velocitat de flux per iniciar el transport per lliscament, laminats, i saltació, respectivament. La quarta regió té una frontera oberta a la part superior, però limitada arbitràriament als 25 m/s de velocitat per bloc.

Kain et al. (2012) revisaren el treball de Nandasena et al. (2011) i argumenten que es troben dues contradiccions principals identificades respecte a l'exactitud de les equacions revisades. Arriben a la conclusió que hi ha un defecte fonamental en el cas de les ones de tsunami que mouen blocs i sediments a través del flux de l'aigua per si soles, i els impactes de l'exactitud dels càlculs numèrics d'arrossegament de blocs i les distàncies de transport basats en aquesta suposició. Els càlculs realitzats per Kain et al. (2011) han demostrat que és poc probable que aquests blocs s'hagin dipositat sols amb flux d'aigua, i de fet el patró de deposició està més a prop d'un dipòsit de flux de masses, amb consonància amb els models de Nott (2003a) i Imamura et al. (2008). Encara que el conjunt de l'equació desenvolupada per Nott (1997, 2003a) ha necessitat de millores a causa de problemes amb la resolució derivats de falls fonamentals que no especifiquen. Els autors també senyalen que és molt dubtós que el flux d'aigua per si sola elimini els blocs com altres càlculs van demostrar, i el patró de deposició és sens dubte més a prop del d'un flux de tsunami.

Segons Benner et al. (2010), basant-se en noves revisions de les equacions existents per determinar onatges de tempesta o onatges de tsunamis en els darrers 15 anys, estableixen de forma simple que un bloc subaeri de 90 T sols és desplaçat amb velocitats d'ona superiors als 10-12 m/s. Així mateix, l'onada de tempesta amb alçades de 3 a 6 m, i per tant amb velocitats inferiors a 9 m/s, no té la força necessària per elevar un bloc de 90 T situat a 3-6 m de profunditat. Les onades de tempesta amb alçades de 10 m en aigües profundes són molt rares, no obstant això, poden elevar, teòricament, blocs de 90 T subaeris fins a 9 m verticalment i un desplaçament de terra endins de 50 m, o blocs de 250 T fins a 0,6 m en vertical i 6 m terra endins. En realitat, els valors són més aviat propers a zero a causa de la pèrdua d'energia per fricció i pel règim del flux sobre les 3 dimensions, tot i que els blocs cúbics es mouen més fàcilment que altres formes. En condicions constants de fricció de la duplicació d'un angle del pendent contra el qual una roca es mourà es necessita aproximadament un 20% d'energia addicional. Els autors esmenten que en comparar les onades de tempesta i les onades de tsunami, hi ha moltes diferències que

necessiten ser preses en consideració. Benner et al. (2010) argumenta que la longitud de palanca i l'acceleració de l'aigua al voltant dels blocs es descuida en les equacions de Nott (2003a), i assenyala que el coeficient d'ascensió és 1 en blocs amb forma de paral·lelepípede i 2 per blocs prismàtics. Segons els autors, les masses d'aigua de tsunami actuen com un flux amb velocitat gairebé constant cap a la costa, a diferència de les onades de tempesta. L'energia emmagatzemada en un onada de tsunami és més gran que la d'una ona de tempesta. Tots aquests fets s'haurien de tenir present dins les formulacions.

Les equacions matemàtiques per determinar el transport de blocs es centren en l'afectació de l'onatge sobre un sol bloc, la seva geometria i la seva posició, i el seu tipus de transport per l'ona. De totes les formules revisades hem de destacar que cap d'elles tenen en compte l'alçada del penya-segat ni el perfil de la costa, la profunditat del perfil dels penya-segats, la batimetria de la zona d'estudi, ni la morfologia i morfometria del perfil rocós on actuen les ones o els tsunamis, tot i que diversos autors fan esment a aquests factors com a claus per l'estudi dels blocs (Sunamura, 1992; Mastronuzzi et al., 2007; Scicchitano et al., 2007; Vela et al., 2010; Goto et al., 2010; Imamura et al., 2008). És per açò que entenem que les formules revisades en aquest capítol no tenen present totes les condicions geoambientals que poden determinar les posicions dels blocs davant diferents events d'onatge. Tot i la seva complexitat i d'acord amb tot un conjunt més ample de condicions geoambientals i morfològiques s'hauria de poder determinar la ubicació dels blocs, i per tant les formules actuals no són prou complertes y representen aproximacions per l'aplicació dels ítems d'anàlisi concret per cadascuna de les àrees analitzades.

Engel i May (2012) realitzen un càlcul més acurat de les densitats dels blocs, basat amb materials coral·lins de les seves àrees d'estudi, que permeten inferir amb major precisió l'alçada de l'ona de tempesta i/o tsunami. Segons Engel i May (2012) les forces que actuen sobre una roca delimitada per diàclasi (Joint Bounded Blocs o JBB), basant-se en Noormets et al. (2004) s'hi ha d'afegir el factor de l'angle del pendent entre el penya-segat i la terrassa, per estimar d'aquesta manera la força d'inèrcia produïda per la massa d'aigua. No obstant això, Nandasena et al. (2011) posen l'accent en la necessitat d'equilibrar les forces en la direcció d'ascensió en cas d'un JBB, on el coeficient de fricció estàtica (Benner et al., 2010) i l'angle del pendent del llit de la fase prèvia al transport ha de ser considerat. Per tant, una roca es separa d'una plataforma litoral quan la força aplicada per l'onada en les esquerdes o diàclasi és major que la força d'elevació de l'onada, la força de l'ona aplicada al marge de la terrassa (incloent la seva inèrcia) i la tracció la força de la part adjunta de la roca (Noormets et al., 2004). Els autors tenen present el paràmetre que representa la part alta del bloc arrabassat, definit per l'ample d'aquest (eix C) en la seva posició original en la còrnia del penyal, multiplicat amb un coeficient empíric d'acord a mesures fotogramètriques reals (Robinson et al., 2008) i altres coeficients com la densitat de l'aigua marina local i la densitat dels blocs recalculades amb els coeficients de sustentació (Nott, 2003a; Pignatelli et al., 2009; Switzer i Burston, 2010; Nandasena et al., 2011, 2013). Els paràmetres utilitzats per Engel i May (2012) en aquesta nova formulació influeixen significativament els resultats

hidrodinàmics inferit en les alçades de l'ona més realista a les estimacions realitzades per altres autors. Tot i aquesta nova aportació Engel i May (2012), al igual que els altres autors, no tenen present l'alçada dels penya-segats, la seva morfometria ni la batimetria a l'hora d'aplicar les formulacions.

S'ha de destacar la senzillesa, utilitat i significança de la fórmula aplicada per Scheffers i Kelletat (2003) per definir l'energia del transport dels diferents blocs. El Transport Figure (TF) consisteix en la multiplicació del pes de la roca per la distància on es troba la roca analitzada en relació amb la vora del penya-segat i per l'altura del bloc sobre el nivell del mar. Poc utilitzada dins el camp de l'estudi de la geomorfologia de blocs, els autors l'aplicaren per definir diferents blocs de tsunamis arreu del món. Aquesta fórmula simplifica les formulacions revisades, els límits i les condicions per discernir l'ona de tempesta de l'ona de tsunami. Es tracta d'una aproximació a l'energia necessària pel transport de cada bloc. Aplicat en el cas de Mallorca els valors superiors a 250 s'estimen com a ones de tsunami (Scheffers i Kelletat, 2005). També ha estat utilitzat per Keating (2000) i Keating et al. (2011) en la comparació de diferents blocs al llarg de la costa del Marroc i Hawaii, i per Roig-Munar et al. (2014a, 2015) en el estudi de blocs a les illes Balears, i Etienne i Paris (2010) estableixen valors superiors de TF 5.000 com a tempestes en el cas d'Islàndia. La simplicitat de l'equació podria ser millorada amb diferents factors adaptats a cadascuna de les àrees de mostreig, donant una visió més global a les equacions aplicades segons Nott (2003 a i b).

2.10.- L'estudi dels blocs al Mediterrani

La conca mediterrània es caracteritza per una costa molt oscada que individualitza algunes petites i definides subconques, i on el clima d'onades està condicionat en la seva energia i velocitat del vent, per una conca limitada (Lionello et al., 2006; Cañelles, 2010). Com a conseqüència, al Mediterrani l'onada difereix de les dels oceans, per la qual cosa les seves costes podrien presentar indicadors ideals per diferenciar els efectes excepcionals que han donat lloc a la deposició i disposició de blocs i megablocs (Mastronuzzi et al., 2006).

Un dels principals efectes dels tsunamis a les costes rocoses és la deposició de grans roques des de prop de la costa terra endins, però hi ha pocs exemples documentats de blocs que hagin estat clarament desplaçats pels tsunamis històrics (Goff et al., 2006; Goto et al., 2007, 2009a; Paris et al., 2009; Burgesos i MacInnes, 2010) o per tempestes històriques d'onades (Scheffers i Scheffers, 2006; Goto et al., 2009b; Hansom i Hall, 2009). Els blocs d'origen probable de tsunami s'han reportat a tot el món (Scheffers i Kelletat 2003; Kelletat, 2008) i recentment a la conca del Mediterrani (Furlani et al., 2014). No obstant això, els seus orígens segueixen sent discutits (Dawson et al., 2008), ja que les diferències sedimentològiques entre blocs de tsunami i blocs de tempesta d'onada han estat mal entesos i no hi ha criteris definitius que permetin avançar per discriminar-los, tot i que l'existència de nombroses formulacions matemàtiques documenten casos força clars (Noormets et al., 2004; Imamura et al., 2008; Goto et al., 2009b).

En el Mediterrani els grans blocs que pesen més de 20 tones, com els de Xipre, van ser interpretats com a blocs moguts per tsunamis generats els últims segles (Kelletat i Schellmann, 2002). Blocs de calcarenites del Plistocè de fins 80 T de pes, repartits al llarg de la costa jònica de Pulia (S d'Itàlia), han estat atribuïts als esdeveniments de tsunami entre els segles XV i XVIII (Mastronuzzi i Sanso, 2000, 2004; Mastronuzzi et al., 2007). L'aplicació de fórmules s'ha utilitzat sovint per provar l'origen dels blocs, és a dir, si han estat transportats per un tsunami o per onades de tempesta (Nott, 2004; Scheffers i Kelletat, 2006; Bryant i Haslett, 2007; Mastronuzzi et. al., 2007). No obstant això, diversos autors han assenyalat que les fórmules incorporen algunes suposicions sense una avaluació suficient de la seva aplicabilitat (Morton et al., 2006, 2008; Kelletat, 2008; Goto et al., 2009b).

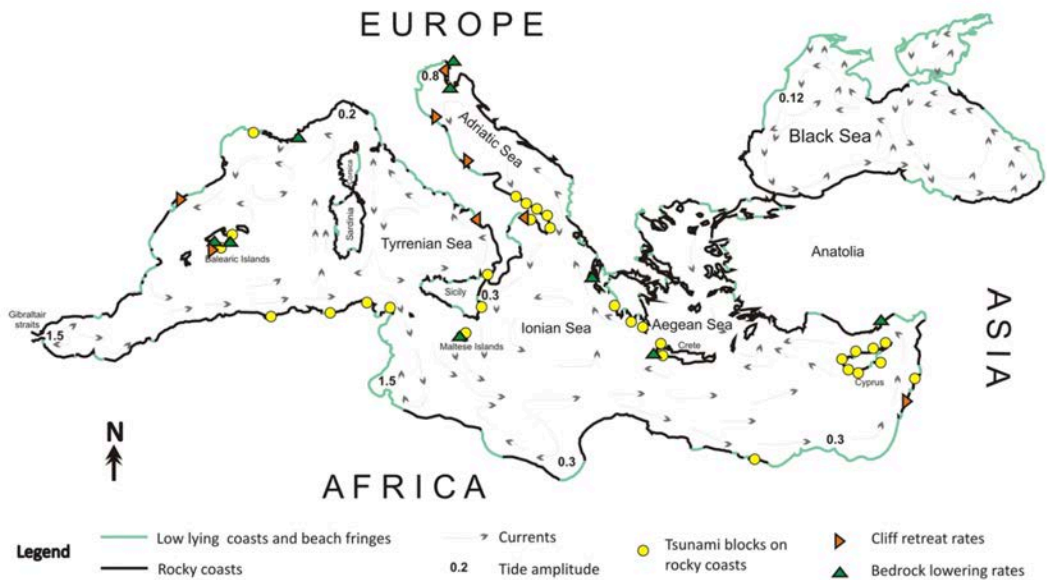


Figura 2.29. Ubicació d'evidències documentades de tsunami al Mediterrani. Font: Furnalani et al., (2014).

Molts dels nous estudis sobre les proves sedimentològiques i morfològiques de l'impacte de tsunamis s'han dut a terme a tota la conca del Mediterrani. Aquest tipus d'estudis testifiquen events sobre la base de dipòsits de grandària, com megablocs (Scicchitano et al., 2007; Vott et al., 2008; Scheffers et al., 2008; Roig-Munar et al., 2015), mega-bermes (Mastronuzzi et al., 2007; Maouche et al., 2009), o esllavissades (Gravina et al., 2005; Vött et al., 2006), tenint amb compte la modelització hidrodinàmica (Pignatelli et al., 2009) i/o per a les tècniques digitals destinades per a l'avaluació de riscos (Marsico et al., 2009). En general al llarg de les costes del mar Mediterrani la presència de megablocs s'atribueix a tsunamis, no obstant això, en alguns casos, hi ha evidències que l'emplaçament dels blocs ha estat produït per tempestes extremes (Mastronuzzi i Sanso, 2004; Mastronuzzi et al., 2006; Biolchi et al., 2015) i d'altres que presenten processos mixtos de tempestes i tsunami (Vacchi et al., 2012; Furlani et al., 2014; Roig-Munar et al., 2015; Biolchi et al., 2015). Actualment sembla que l'aplicació de les diferents formulacions per destriar fenòmens d'onatge o tsunami, així com les característiques sedimentològiques de les àrees

analitzades, són arguments fermes que permeten sustentar una o altra interpretació, i permeten argumentar i interpretar el fenomen que dona lloc a cada àrea.

Localització	Pes (T)	Alç. (s.n.m)	Dist. costa (m)	Transport Figure	Ps (g cm ⁻³)	Font	Datació
Sicily (Italy)	50	2	5	500	2,7	Antonoli et al. (2004)	
Vendicari, Sicília (Italia)	26,68	-	20	-	-	Barbano et al. (2010)	
Capo Campolato (Sicília, Italia)	71	-	10	-	2,4	Barbano et al. (2011)	
Mallorca (Spain)	23	8	35	6440	-	Bartel i Kelletat (2003)	
Mallorca	2	1,5	15	45	-	Bartel i Kelletat (2003)	460
Alam El Rom (Egypt)	43	4	45	7740	3	Dalal i Torab (2013)	
Alam El Rom (Egypt)	11,8	1,5	9	159,3	-	Dalal i Torab (2013)	
Armier Bay (Malta)	4,7	2	15	141	2,2	Furlani et al. (2011a,e)	
Malta			6			Biolchi et al. 2015	514 A. D
Malta			16			Biolchi et al. 2015	869 A.D.
Malta			14			Biolchi et al. 2015	1298 A.D.
Malta		1	35			Biolchi et al. 2015	1672 A.D.
Malta		5	30			Biolchi et al. 2015	1723 A. D.
Xipre						Kelletat i Shellemann (2002)	250-300
Algeri area (Algeria)	375	-	-	-	1,7	Maouche et al. (2009)	1400 A.d.C.
Gargamo, Itàlia						Martini et al. 2003	1676
Torre Santa Sabina, Apulia (Italy)	8	2	22	352	1,62	Mastronuzzi i Sanso (2000)	1743
Salento, Apulia (Italy)						Mastronuzzi et al. 2007	
Punta Saguerra, Taranto, Itàlia	29,59	8	12	2840,64	2,2	Mastronuzzi i Pignatelli (2012)	
Cap Bon, Tunísia	11	5	50	2750	2,2	May et al. (2010)	
Tripoli islands (Lebanon)	3,5	-	60	-	2,2	Morhange et al. (2006a, b)	
Senani (Lebanon)	30	-	10	-	-	Morhange et al. (2006a, b)	
Byblos (Lebanon)	20	-	-	-	-	Morhange et al. (2006a, b)	2000 A.d.C.
Xipre	12	7	30	2520	-	Noller et al (2005)	
Torre San 'Emiliano, Apulia (Italy)	75	4	35	10500	2,7	Pignatelli et al. (2009)	
Torre Squillace, Apulia (Italy)	70	1,8	40	5040	2,35	Pignatelli et al. (2009)	
Gràcia						Pirazzoli et al. (1996)	4800
Menorca (Spain)	248,19	3	57	42441	2,0	Roig-Munar et al. (2014)	
Mallorca (Spain)	37	14	66	34188	2,3	Roig-Munar et al. (2015)	
Eivissa (Spain)	43,2	9,5	40	16.468	-	Roig-Munar et al. (2015)	
Formentera (Spain)	29,41	11	95	30735	2,3	Roig-Munar et al. (2015)	
Ciprus	30	10	100	30000	-	Scheffers i Kelletat (2003)	
Mavros, Crete (Greece)	40	-	60	-	-	Scheffers i Scheffers (2007)	
Balos, Crete (Greece)	75	14	150	157500	-	Scheffers i Scheffers (2007)	500 A.d.C
Cape Skalas, Peloponnesus (Greece)	40	14	150	84.000	2,3	Scheffers et al. (2008)	950
Augusta, Siracusa, Sicily (Italy)	182	45	2	16320	2,13	Scicchitano et al. (2007)	1908
Martigué (França)	35,6	-	41,6	-	-	Shah-Hosseini et al. (2013)	
Lesbos Island (Greece)	17,6	0,4	8	56.32	2,6	Vacchi et al. (2012b)	
Provence (France)	33,5	2	39	2613	2,4	Vella et al. (2011)	
Grecia						Vott et al (2006, 2008)	2800

Taula 2.2. Estat de la qüestió segons els treballs que citen blocs de tsunami al Mediterrani. Font: Elaboració pròpia ampliat de Furlani et al., (2014) i de Mastronuzzi (2010).

Al llarg de les costes rocoses de la Mediterrània trobem empremtes de grans blocs dipositats que han estat reconeguts com a tsunàmics (Scheffers i Kelletat 2003; Furlani et al., 2014). A la Taula 2.2 observem l'existència de treballs que analitzen la presència de blocs de grans volums al llarg de la costa (Figura 2.29), atribuïts aquests a tsunamis, mitjançant, en alguns casos, l'aplicació del valor del Índex de Transport (Transport Figure), i en altres, segons el criteri de l'autor, amb base al pes dels blocs, tot i que alguns valors no arriben al muntant del valor 250 que segons Scheffers i Kelletat (2003) discrimina el bloc de tempesta del bloc de tsunami. Cal fer esment que la Taula 2.2 ha estat ampliat i corregida amb base als valors presentats per Mastronuzzi (2010) i Furlani et al. (2014), ja que alguns dels valors presentats pels autors no coincidien amb els valors dels articles citats. Així mateix, s'han ampliat les cites d'aquests autors amb treballs no citats o recentment publicats. D'aquesta manera trobem que Scicchitano et al. (2007) van descriure a la costa SE de Sicília l'ocurrència de grans dipòsits de blocs en relació amb els tsunamis de 1169, 1693 i 1908, i se citen blocs de tsunami dispersos entre 2 i 5 metres s.n.m. entre Augusta i Siracusa (Itàlia) amb valors de 182 T de pes i disposats com elements aïllats o en petits grups de blocs.

Catàleg Fontseré (1918)		
Data	Localització	Fenomen
1660, 18 de març	Palma, Campos	Terratrèmol i tsunami
1721, 24 de març	Balears	Terratrèmol, les aigües es retiraren
1756, 31 de gener	Mallorca, Santanyí	Tsunami, ones de grans magnituds
1856, 20 d'agost	Maó	Tsunami ona sísmica
1918, 5 de febrer	Maó	Ona sísmica
Catàlegs de l'Institut Geogràfic Nacional (Martínez-Solares, 2001; Silva i Rodríguez, 2014)		
Data	Localització	Fenomen
1756, 31 de gener	Balears	Tsunami, costes inundades
1790, 9 d'octubre	Mar Alboran	Tsunami
1804, 13 de gener	Mar Alboran	Tsunami
1856, 21 i 22 d'agost	Argèlia	Tsunami, intensitat 4
1885, 29 de gener	Argèlia	Canvis del nivell del mar
1891, 11 d'agost	Argèlia	Tsunami
2003, 21 de maig	Argèlia	Tsunami associat a terratrèmol de 7.0

Taula 2.3. Relació d'events tsunàmics registrats per diferents fonts que poden afectar a les illes Balears (1660-2003). Font: Fontseré (1918); Martínez-Solares (2001); Silva i Rodríguez (2014).

A les costes de la Mediterrània nord-occidental i a les illes Balears van ser reconeguts blocs de tsunami per Scheffers i Kelletat (2003) i posteriorment també per Roig-Munar et al. (2013, 2014, 2015), associant-los a diferents fenòmens registrats a les Balears o bé a les fonts que poden afectar a les illes (Taula 2.3). Cal fer esment que el fenomen registrat el 1756 a Mallorca (Taula 2.3) es troba documentat segons escrits històrics recollits per Fontseré (1918), mentre que el Catàleg de l'Institut Geogràfic Nacional (IGN) (Martínez-Solares, 2001; Martínez-Solares i Mezcua-Rodríguez, 2002; Silva i Rodríguez, 2014) ho consideren un event no fiable, i al Catàleg Euromediterrani de tsunamins (Maramai et al., 2014) no hi consta registrat. Antonioli et al. (2004) descriuen blocs de tsunami al llarg de la costa siciliana, a Calàbria, amb grans blocs situats a una terrassa marina entre 0,9 i 1,8 metres s.n.m.. Furlani et al. (2011) descriu blocs d'ona de tempesta i de tsunami al sector NW de l'illa de Malta, tot i que els valors de l'Índex de Transport (TF) sols són de 141. A la costa de Pulla (Itàlia) és interessant per l'ocurrència de grans blocs de tsunami relacionats, per una banda, amb terratrèmols a la costa oriental Jònica (Gentile et al., 2003), i per altra, amb esllavissades submarines provocades pel terratrèmol de desembre de 1456 (Pignatelli et al., 2009; Mastronuzzi i Sanso 2000). Altres blocs similars es troben al llarg de costa de l'Adriàtic amb dipòsits de fins a 75 T de pes. Al llarg de la costa occidental de l'illa de Creta (Scheffers i Scheffers, 2007), i en les costes S i W del Peloponès (Scheffers et al., 2008) i a l'illa de Lesbos (Vacchi et al., 2012a) també es troben restes de blocs de tsunami. Noller et al. (2005) va suggerir que els registres arqueològics i geològics testimonien una llarga història d'activitat tsunàmica a Xipre i van citar molts llocs que indiquen processos de tsunamis al llarg de la costa, datant blocs del Holocè al llarg de les illes.

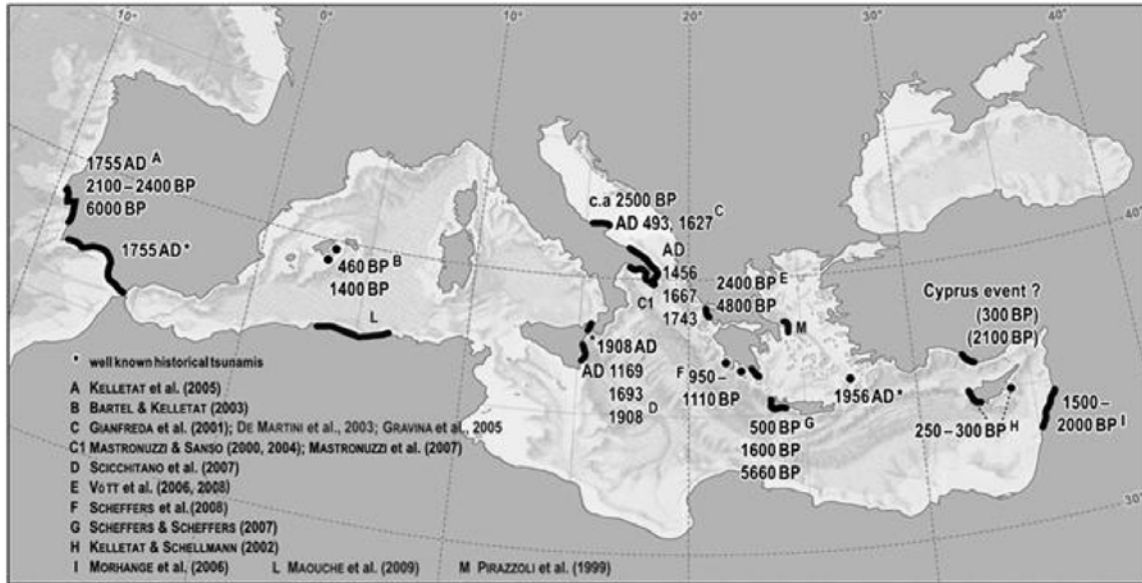
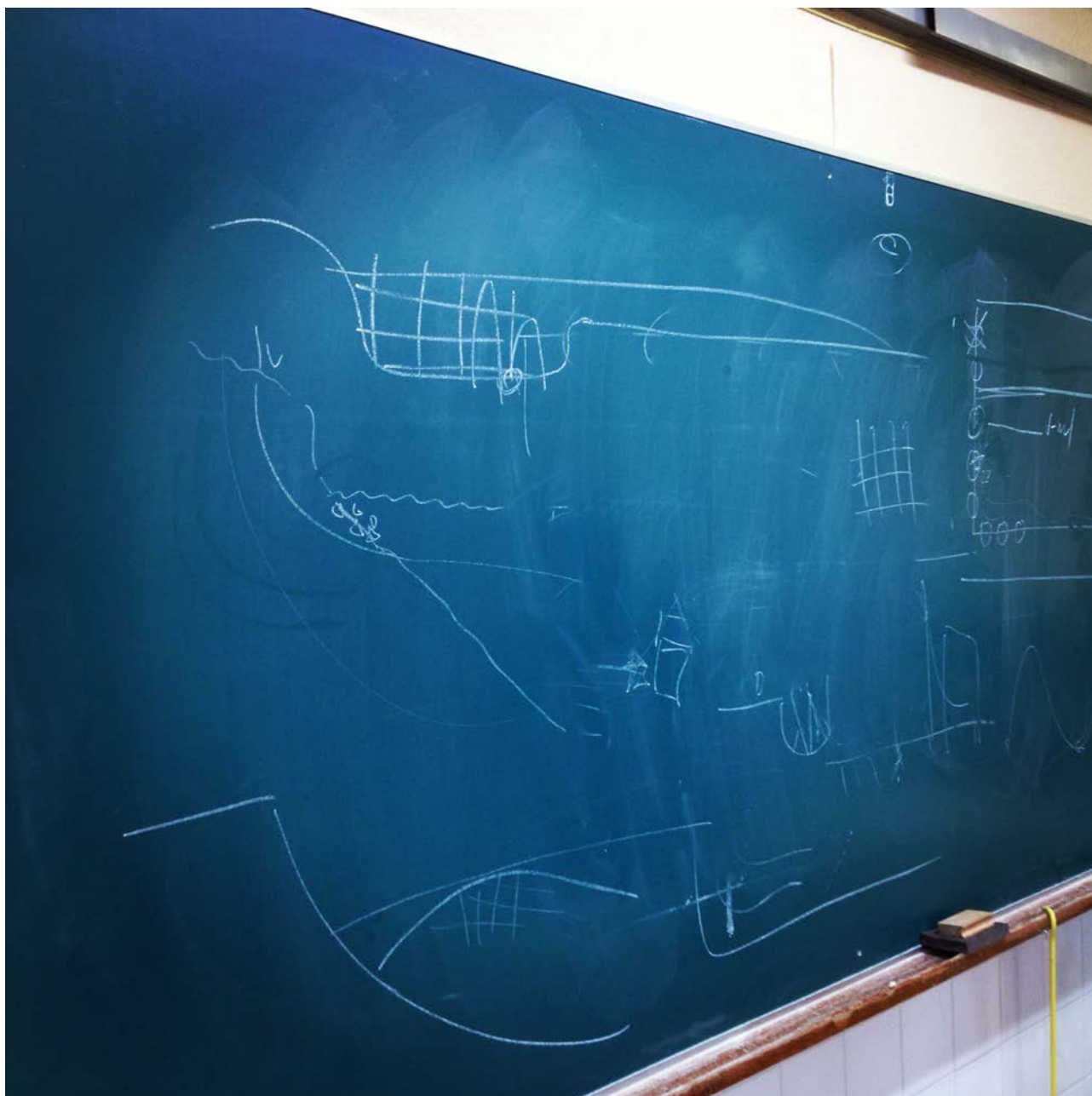


Figura 2.30. Localització dels blocs datats al Mediterrani. Font: Mastronucci (2010).

També han estat citats blocs al N del Líban per Morhange et al. (2006b). Mouche et al. (2009) van reportar l'ocurrència de blocs originats per tsunamis al llarg de la costa entre Tipaza i Dellys (Argèlia), on els blocs més grans pesaven fins a 200 T. May et al. (2010) van presentar evidències d'acumulacions de blocs en el sector NE de Tunísia, suggerint que eren generats per les onades induïdes per tsunamis. A la Figura 2.39 observem que el Mediterrani presenta alguns buits en la presència de dipòsits, com són les illes de Sardenya, de Còrcega o el sector de la conca S del Mediterrani, atribuïble possiblement a la manca d'estudis i no a la manca de dipòsits. Alguns d'aquests treballs dataren els blocs, trobant edats entre rangs de 300 a 1.900 anys d'antiguitat, on destaquem la conca SE amb datacions entre els 430-585 anys d.C. i la conca NE amb datacions de 1.445 anys d.C. (Taula 2.2, Figura 2.30).

Capítol 3.- Metodologia



3.- Metodologia

La present investigació s'articula a partir d'uns objectius bàsics, que traçats per unes línies prioritàries intenten aconseguir, a través dels mètodes coneguts i el treball de camp i gabinet, les causes que determinen la presència de blocs a les costes rocoses de les illes Balears. El coneixement científic de l'existència de blocs damunt les costes rocoses des d'una perspectiva morfodinàmica, i especialment en el nostre marc geogràfic de la Mediterrània occidental, obliga a plantejar el treball inicial des d'una perspectiva inductiva, partint d'una hipòtesi de treball; la presència de blocs a les costes rocoses de les illes Balears són processos mixtes; gravitacionals, d'onatge i tsunamis. Per assolir aquesta hipòtesi de partida es marquen uns objectius que focalitzaran la tesi sobre la presència de blocs deguts a tsunamis. Es planteja ampliar i consolidar el coneixement que és té del tema, així com poder diferenciar entre factors i mecanismes que han donat lloc a aquestes acumulacions de blocs.

3.1.- Localització i identificació d'àrees

La localització i identificació de les àrees amb presència de blocs, i àrees on els blocs han estat modificats i/o han desaparegut ha estat realitzada mitjançant campanyes de camp a les quatre illes majors de les Balears i alguns illots de Menorca i Mallorca, la consulta de les fonts orals i finalment la consulta de fotografia aèria corresponent als anys 1956, 1989, 2002 i 2012 (www.ideib.es). Un cop definides les àrees s'ha realitzat el treball de camp a cadascuna de les illes de l'arxipèlag per aplicar la metodologia de treball.

3.2.- Caracterització i classificació de les tipologies de les àrees d'estudi

Per la caracterització de les àrees s'han realitzat les següents tasques de treball de camp i gabinet:

3.2.1 - Caracterització cartogràfica, geològica i geomorfològica

S'ha caracteritzat cada àrea analitzada mitjançant una cartografia geomorfològica a escala 1:10.000. A la cartografia geomorfològica s'han utilitzat els mapes topogràfics de l'IDEIB (Infraestructura de Dades Espacials de les Illes Balears) a escala 1:10.000 i els mapes de l'IDE (Infraestructures de Dades Espacials de Menorca) a escala 1:5.000.

Aquesta cartografia geomorfològica sintetitzarà la fisiografia de cada àrea per poder entendre els processos geomòrfics corresponents, definint elements a l'escala de treball de cada àrea. La cartografia ha estat realitzada mitjançant l'adaptació de la simbologia de la cartografia geomorfològica proposada per Peña-Moné (1997) als àmbits del nostre treball, representant de forma esquemàtica processos morfogenètics, morfoestructurals i morfodinàmics (Martín-Serrano, 2004). Es descriu la geologia i geomorfologia de cada zona, l'estructura i els processos erosius dominants a cada àrea i que poden condicionar en major o menor mesura la presència de blocs,

així com la cartografia de blocs en diferents representacions. Cada cartografia es troba associada a una rosa d'onatges dominants i a una rosa de direccions dominants dels blocs analitzats.

3.2.2.- Caracterització dels perfils

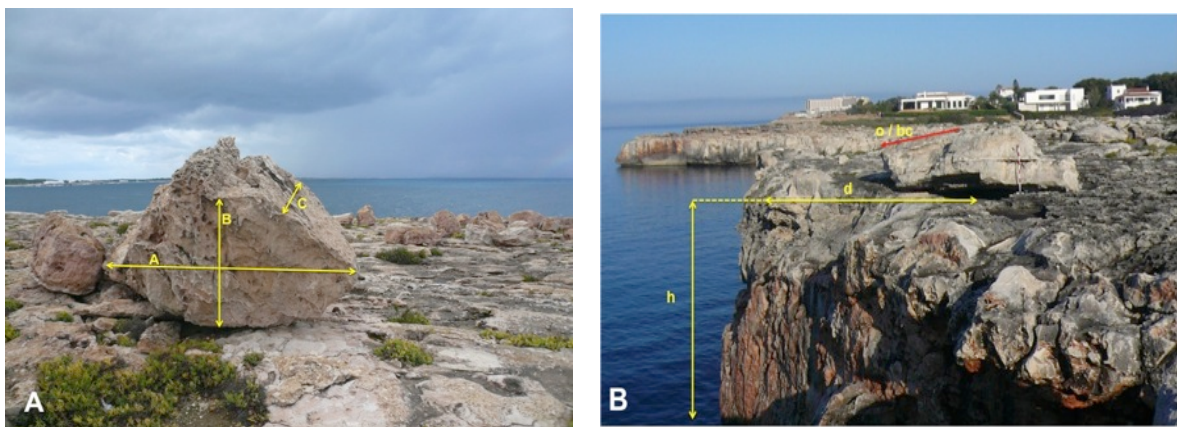
Es realitza un perfil perpendicular a la costa per cadascuna de les àrees tenint present la seva batimetria, i definint uns perfils tipus pel conjunt de les àrees mostrejades a les quatre illes. Aquests perfils ens informen de la batimetria i el pendent batimètric de cada un, de l'alçada i el tipus del penya-segat des de la cota del nivell del mar fins a la zona alta del perfil de terra, i la inclinació entre la zona de contacte del penya-segat i la plataforma terrestre, la cornisa. Per aquestes cartografies i perfils s'han utilitzat les següents fonts;

- Elaboració de perfils topogràfics (a escala 1.5000) i batimètrics a partir de la cartografia de l'IDEIB i IDE i de la batimetria del Ministeri d'Agricultura, Alimentació i Medi Ambient (www.magrama.gob.es) amb isòbates a escala 1.5000 i 1.1000 per l'illa de Menorca, i per a la resta de l'arxipèlag, s'ha utilitzat la batimetria del Projecte Life Posidonia a escala 1.5000 (<http://cedai.imedea.uib-csic.es>).

3.2.3.- Caracterització morfomètrica de blocs

Per realitzar aquesta caracterització el treball s'ha basat en la metodologia més utilitzada en els estudis de blocs d'aquesta tipologia, on el volum és el resultat de la multiplicació de tres eixos rellevants de cada bloc (Nott, 2003 a i b). Les caracteritzacions han estat fetes de forma extensiva a les àrees d'estudi de Menorca, mentre que a Mallorca, Eivissa i Formentera tan sols s'han caracteritzat els blocs de majors dimensions (més grans de 6 m³). Aquestes caracteritzacions han consistit en;

a.- De cada bloc s'han obtingut els valors d'eix màxim (A), d'eix mínim (B) i la potència del bloc (C) per determinar el seu volum (Figura 3.1, a i b). Tot i que la majoria dels estudis recents sobre els models de transport de blocs es basen en aquesta relació, alguns estudis han posat de manifest que aquesta relació tendeix a l'exageració del volum (Robinson et al., 2008).



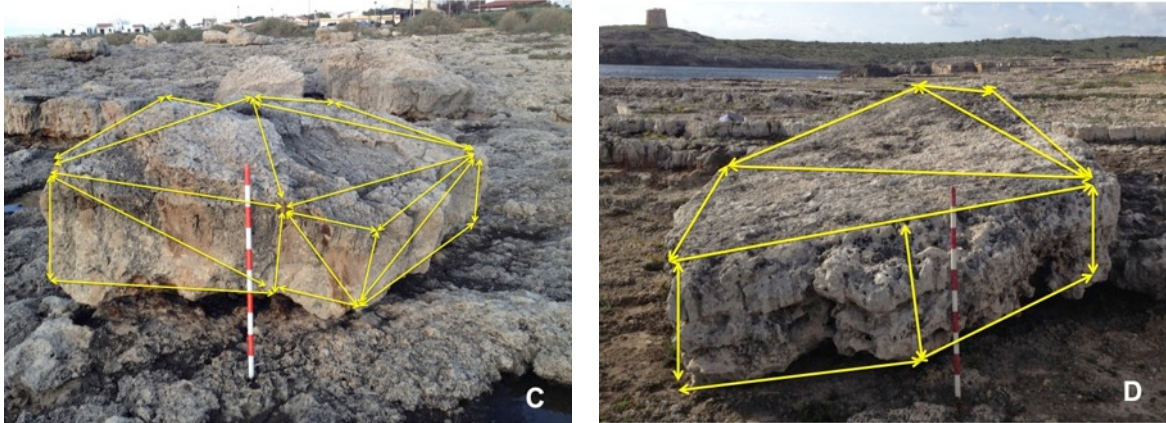


Figura 3.1. Imatges il·lustratives sobre la caracterització morfomètrica. A: Mesures dels eixos A, B i C de cada bloc (Punta Prima, Formentera). B: Mesures de distància, alçada i mesures de bussament i orientació de blocs (Sa Farola, Menorca). C i D: Triangulació de diferents blocs per obtenir el volum real (s'Estalella, Mallorca).

b.- De cada bloc s'han obtingut també valors de la seva orientació (θ) i bussament (β), així com la seva cota d'ubicació sobre el nivell del mar on es troba cada bloc (h), i la distància a la línia de costa (d), prenent com a referència el centre del bloc (Figura 3.1, a i b).



Figura 3.2. Imatges il·lustratives sobre la distribució de blocs. A: Blocs aïllats o individualitzats (Sa Nau, Mallorca). B: Petites agrupacions de blocs imbricats (s'Estalella, Mallorca). C: Cordons de blocs imbricats (Cala Sant Esteve, Menorca). D: Presència de blocs arrabassats recentment (Punta Prima, Menorca).

c.- Per tal de determinar un volum més fiable a les mesures realitzades, al ser aquestes dades la simplificació del volum del bloc, s'han aplicat les metodologies de Robinson et al. (2008),

Scicchitano et al. (2012), Engel i May (2012), Hoffman et al. (2013) i Gienko i Terry (2014) per realitzar una triangulació i obtenir la dada del volum real (Figura 3.1, c i d).

d.- S'han calculat les diferents densitats dels blocs analitzats d'acord amb les litologies presents a cada àrea de mostreig, majoritàriament roques del Juràssic, Miocé i Quaternari, per tal d'establir el pes de cadascun dels blocs.

e.- S'han pres dades sobre la presència de blocs aïllats, grups de blocs imbricats, presència de cordons aïllats o cordons imbricats i/o la presència de blocs recentment arrabassats (Figura 3.2). Aquestes dades permeten destriar diferències sedimentològiques entre diferents fluxos que han pogut donar lloc a les acumulacions d'aquests sobre els penya-segats o plataformes litorals (Pérez-Torrado et al., 2006; Paris et al., 2011).



Figura 3.3. Imatges il·lustratives sobre. A: Disposició de blocs respecte als estrats inferiors amb clar reflex de desmantellament (es Serrat, Mallorca). B: Presència de fractures (cala Barques, Mallorca). C: Presència de nivells d'argiles entre diferents estrats (Punta Prima, Menorca). D: Presència de fauna marina incrustada als blocs (Sant Antoni, Eivissa).

f.- S'ha tingut en compte diferents observacions qualitatives de les àrees d'estudi i dels blocs, com són; la disposició dels blocs respecte l'estratificació de la zona i les relacions dels blocs entre diferents estrats, mesurant les potències dels blocs i la relació amb la capa denudada o àrea font (Roig-Munar et al., 2014). La presència de fractures que poden afavorir l'arrabassament dels blocs exposats a diferents fluxos (Mastronuzzi i Sanso, 2004). La presència de nivells d'argiles entre diferents contactes o estrats, i la duresa d'aquestes, ja que pot afavorir processos d'erosió diferencial de base, donant lloc a processos gravitacionals parcials o totals dels blocs descalçats,

exposant-los a la disponibilitat d'aquests als fluxos pel seu posterior arrabassament i/o trasllat (Figura 3.3). S'han pres observacions també sobre la presència de fauna marina incrustada als blocs i/o blocs amb presència d'incrustacions de fauna marina endolítica, que ens indica l'origen del bloc abans del seu desplaçament i que ens pot permetre la seva datació (Bishop i Hughes, 1989).



Figura 3.4. Imatges il·lustratives sobre morfologies pre i posdeposicionals de blocs. A: Morfologia de notch invertit associada a un bloc (Son Ganxo, Menorca). B i C: Morfologies predeposicionals de cocons sobre blocs arrabassats i transportats (Cala'n Carbó, Mallorca i Alcalfar, Menorca). D: Desenvolupament de morfologies postdeposicionals sobre formes existents predeposicionals (Son Ganxo, Menorca). E: Presència de sediment associat a blocs (Cala Sant Esteve, Menorca). F: Presència de blocs arrodonits amb incrustacions de fauna marina endolítica (s'Estalella, Mallorca).

g.- S'han observat les morfologies predeposicionals com són notch i cocons (Figura 3.4 a i b), com indicadors de la posició inicial i final dels blocs, així com de les superfícies d'abrasió

corresponents als blocs desmantellats. D'aquesta manera es pot diferenciar els blocs amb morfologies predeposicionals, és a dir aquelles formes com notch o cocons, sencers o trencats, que podem trobar invertits en blocs dipositats sobre costes rocoses, i el desenvolupament de morfologies de dissolució (cocons) postdeposicionals sobre blocs dipositats (Figura 3.4 c i d).

h.- S'ha observat el grau d'arrodoniment dels blocs, la presència de sediment a cada àrea (Goto et al., 2011), i la presència de superfícies d'abrasió. Així mateix, s'ha observat la presència d'àrees amb impactes de petita mida que han donat lloc a l'abrasió de superfícies rocoses (Balaguer, 2006), així com la presència de blocs caiguts per processos gravitacionals als peus de penya-segats o sobre terrasses penjades, i que poden ser una font de blocs susceptibles a ser dipositats per fluxos (Figura 3.4).



Figura 3.5. Imatges il·lustratives sobre morfologies *flowout*. A i B: Cala Blanca i Punta Nati (Menorca) on apreciem dos torrents penjats i la morfologia de la batimetria que afavoreixen els fluxos d'aigua. Font; Mapa *Google Earth* i topografia E: 1:1000 del Ministeri de Medi Ambient.

i.- S'han pres observacions sobre l'existència de blocs associats a *flowouts* (Roig-Munar et al., 2014), entesos aquests com a canals, ja sigui submergits i condicionats per la batimetria, ja sigui a terra (col·lapses, depressions, canalons o torrents penjats) que afavoreixen l'entrada i acceleració de fluxos de massa d'aigua i la deposició de blocs a les seves zones altes terra endins, així com el desmantellament de les seves parets verticals (Figura 3.5).

3.2.4.- Aplicació de diferents equacions matemàtiques

A cada bloc s'han aplicat les equacions matemàtiques de Nott (2003b), Pignatelli et al. (2009), Barbano et al. (2010) i Engel i May (2012) per calcular els valors hidrodinàmics necessaris per l'arrabassament, desplaçament i deposició dels blocs baix diferents supòsits: bloc submergit, bloc subaeri, i bloc delimitat per fractures, i que permeten establir diferents escenaris d'onatge i/o tsunamis que han donat lloc a la creació d'aquests camps de blocs.

Així mateix, s'han calculat els valors del Transport Figure, de Scheffers i Kelletat (2003), consistent en el producte de tres paràmetres: el pes de la roca, la distància on es troba la roca analitzada en relació amb el penya-segat, i l'altura del bloc sobre el nivell del mar. Les equacions aplicades consisteixen en:

3.2.4.1.- Equació de Nott (2003b)

Es calculen els valors hidrodinàmics necessaris per l'arrabassament i desplaçament de blocs baix diferents supòsits:

Blocs submergits:

$$H_t = [(\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c] / [2 (C_d c^2 + C_l b^2)]$$

$$H_s = [(\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c] / [0,5 (C_d c^2 + C_l b^2)]$$

Blocs sobre plataformes o rases:

$$H_t = [0,5 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c g - C_m b c^2 \ddot{u}] / [g(C_d c^2 + C_l b^2)]$$

$$H_s = [2 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) b^2 c g - 4C_m b c^2 \ddot{u}] / [g(C_d c^2 + C_l b^2)]$$

Blocs contralts per diàclasi:

$$H_t = [0,5 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) c] / C_l$$

$$H_s = [2 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) c] / C_l$$

On H_t i H_s són les alçades d'ona trencant necessàries pel desplaçament o arrabassament de blocs amb un escenari de tsunami i de tempesta; ρ_s i ρ_w són les densitats del blocs i de l'aigua; b es l'eix mig del bloc i c la potència del bloc; C_l i C_m són coeficients empírics d'elevació i massa, g és la constant de gravetat i \ddot{u} el flux d'acceleració. A aquesta equació se li suma en aquest estudi el valor real de l'alçada del penya-segat a la seva cornisa, de cara a tenir una major estimació de les columnes d'aigua suficients pels desplaçaments de blocs (Roig-Munar et al., 2015).

3.2.4.2.- Equació de Pignatelli et al. (2009)

Segons les equacions de Nott (2003b), els autors han considerat:

$$FL \geq FR$$

On;

FL: (moment de la força de sustentació) és

$$= 0,5 [\rho_w \cdot CL \cdot (a \cdot b) \cdot v^2] \cdot b / 2$$

FR; moment de força de resistència és;

$$(\rho_b - \rho_w) \cdot (a \cdot b \cdot c) \cdot g \cdot b / 2$$

On ρ_w és la densitat de l'aigua 1,02 g / ml, ρ_b = és la densitat del bloc, CL és el coeficient de sustentació, g és la constant de gravitació, v és la velocitat del flux gravitacional. La velocitat d'un tsunami en aigües profundes és $v = \sqrt{gh}$ (Bryant, 2001). L'equació ens dona una bona estimació per a l'àrea costanera es caracteritza per terra plana o lleugerament inclinada perfils, a partir d'aquest punt en el qual assumim $HT = HFL$. Considerant que D sigui la distància de la major roca de la costa, es pot tornar a escriure aquesta fórmula com:

$$X_{max} = D + X \cos \alpha$$

$$X_{max} = D + (HFL) 1.33 n^{-2k} \cos \alpha$$

On $\cos \alpha$ representa els cathetus d'un triangle rectangle, corresponent al pendent mitjana presa del perfil per terra en pendent de la costa típic de les zones estudiades. D'aquesta manera, $\cos \alpha$ compensa per la topografia plana de turons. És també important quantificar la quantitat d'aigua de mar per produir efectivament inundació. Aquest valor està representat per la columna d'aigua que arriba al cim del penya-segat. Les altures de les ones obtingudes s'anomenen roques transportades terra endins; si una roca es desprèn del penya-segat avantatge en un JBBS, l'altura de la columna d'aigua es pot obtenir d'aquesta relació:

$$HFL = HT - hc$$

On hc és l'altura del penya-segat. De fet, a la cornisa del penya-segat, l'altura de l'ona de tsunami hauria de ser almenys l'alçada mínima capaç de transportar els blocs més grans. La rugositat de la superfície sorgint fa que l'altura de tsunami disminueixi cap a la terra i l'ona alçada tendeix a zero fora de terra endins. per tant la fórmula final proposada és:

$$X_{max} = D + (HT - hc) \cdot 1.33 \cdot n^{-2} \cdot k \cdot \cos \alpha$$

3.2.4.3.- Equació de Barbano et al. (2010)

Aquesta es fonamenta d'acord amb $FD + FL > FR$ del bloc, del que permet estimar l'altura de les onades de tempesta (HSF) i de tsunami (HTF) en la seva posició final terra endins.

$$FD \text{ (Força d'arrossegament)} = [0.5 \rho_w CD (ac) v^2]$$

$$FL \text{ (Força de sustentació)} = [0.5 \rho_w CL(ab) v^2]$$

$$FR \text{ (Força de resistència)} = [(\rho_s - \rho_w) * (abc) g]$$

On CD és el coeficient d'arrossegament, CL el coeficient de sustentació i v la velocitat del flux. Per tant, el bloc es mou quan la força de les onades actuant supera la força de resistència, i de la mateixa manera quan les forces de les ones la roca deixen de moure. Podem obtenir aquestes alçades de l'onada combinant l'equació:

$$H_{sf} = [2 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) bc] / (CDc + CLb)$$

$$H_{tf} = [0.5 (\rho_s - \rho_w / \rho_w) bc] / (CDc + CLb).$$

On ρ_s és la densitat del bloc, ρ_w és la densitat de l'aigua de la mar, Cd és el coeficient d'arrossegament i Cl és el coeficient d'elevació. Suposant que les roques es mouen lliscant sobre la plataforma, quan l'arrossegament del fluid és igual a la fricció el bloc i la plataforma. L'ascensió i la inèrcia de forces no són importants en l'etapa final de la col·locació i on el flux és constant. Així el bloc s'aturarà quan l'arrossegament del fluid, FD , és igual o menor que la fricció xarxa, F_μ

$$FD \leq F_\mu$$

$$F\mu = \mu m g$$

On μ és el coeficient de fricció, m la massa del bloc i g l'acceleració de la gravetat. La tempesta final (HSF) i el tsunami (HTF) tenen alçades mínimes requerides per moure els blocs sobre la plataforma, i aquests alçades poden ser estimades combinant les equacions:

$$H_{sf} = [2\mu \rho_s abc] / (C_D \rho_w a c)$$

$$H_{tf} = [0.5\mu \rho_s abc] / (C_D \rho_w a c)$$

3.2.4.4.- Equació d'Engel i May (2012)

Els autors aporten una nova redimensió de blocs mitjançant el seu càlcul real de cadascun dels blocs, reduint els volums inicials obtinguts amb la multiplicació dels eixos A, B i C, ja que els estudis precedents sobrestimaven els volums i onatges. Engel i May aporten l'angle de la base dels blocs, ja que el bloc es separa de la plataforma en funció de paràmetres morfològics exposats a l'ona.

$$FL > FR \cdot \cos \theta + \mu \cdot \sin \theta$$

La transposició de les forces equilibrades utilitzant les equacions

$$u^2 = (P_b - P_w) \cdot V \cdot g \cdot (\cos \theta + \mu \cdot \sin \theta) / 0.5 \cdot P_w \cdot C_L \cdot A \cdot b \cdot q$$

La velocitat de flux determina la capacitat de transport d'una ona i es correlaciona positivament amb l'alçada d'ona H a la costa:

$$u^2 = \delta \cdot g \cdot H$$

El coeficient empíric δ descriu el tipus d'ona: $\delta_{\text{tsunami}} = 4$; $\delta_{\text{tempesta}} \frac{1}{4}$ d'ona = 1 (Fukui et al., 1963). Per tant, l'equació deriva l'altura de les ones mínimes d'un tsunami (HT) o tempesta (HS) que es requereix per desallotjar un JBB:

$$HT = (P_b - P_w) \cdot V \cdot (\cos \theta + \mu \cdot \sin \theta) / 2 \cdot P_w \cdot C_L \cdot a \cdot b \cdot q$$

$$HS = (P_b - P_w) \cdot V \cdot (\cos \theta + \mu \cdot \sin \theta) / 0.5 \cdot P_w \cdot C_L \cdot a \cdot b \cdot q$$

Un enfocament numèric diferent per estimar el grau d'inundacions de tsunami (X_{\max}) depenent de l'alçada d'un tsunami (HT) i rugositat de la superfície, segons Pignatelli et al. (2009) ha estat incloure la distància del bloc més gran (D) i el pendent de l'angle de la superfície de la plataforma (α) en la seva cornisa:

$$X_{\max} = D + (H_T - hc)^{4/3} \cdot n^{-2} k \cos \alpha$$

Els paràmetres utilitzats en aquesta equació influeixen significativament les alçades de l'ona més realista que les estimacions realitzades per Nott (2003 b) i Nandasena et al. (2011), que es basen en nombrosos supòsits simplificadors relatius als blocs i als processos de transport. A aquesta equació se li suma en aquest estudi el valor real de l'alçada del penya-segat a la seva

cornisa, de cara a tenir una major estimació de les columnes d'aigua suficients pels desplaçaments de blocs (Roig-Munar et al., 2015).

3.2.4.5.- Equació de Scheffers i Kelletat (2004)

Es tracta d'una equació qualitativa força simple que consisteix amb la multiplicació del pes de la roca (P), la distància on es troba la roca analitzada en relació amb la cornisa del penya-segat (D), i l'altura del bloc sobre el nivell del mar (H). Es tracta d'una aproximació de l'energia pel transport de blocs i on els valors superiors al de 250 de Transport Figure es consideren blocs afectat per tsunami.

$$TF = P \cdot D \cdot H$$

Aquestes fórmules aplicades a les àrees de mostreig de blocs s'han testat amb events de temporals coneguts al llarg dels anys 2001, 2009, 2014 i 2015 al Sud, Nord i Est de Menorca i Mallorca. En aquest cas, segons la localització dels blocs, s'ha pogut realitzar les caracteritzacions morfomètriques i el monitoreig de blocs associats a terrasses litorals quaternàries exposats a diferents tramuntanades conegudes.

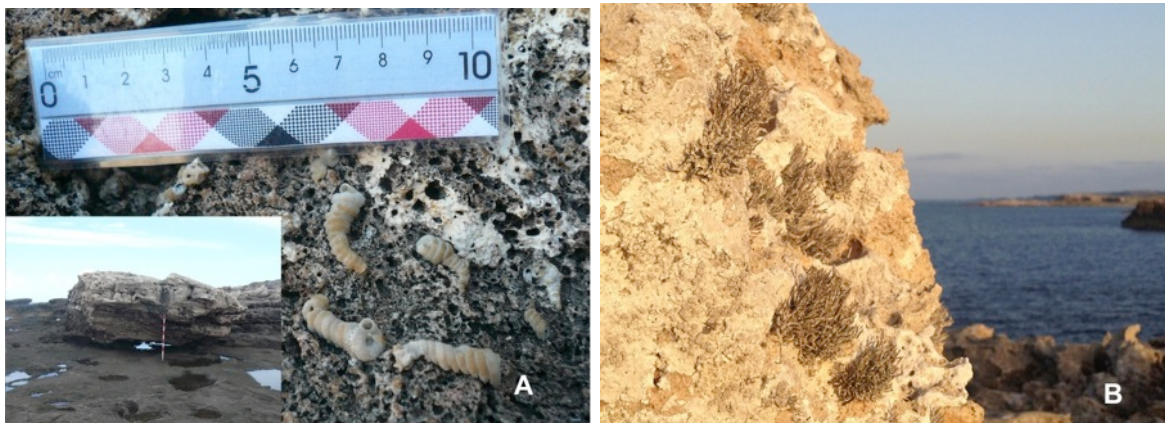


Figura 3.6. Imatges il·lustratives sobre processos de datacions. A: Datació mitjançant C14 amb fauna marina recollida sobre blocs (Cala Sant Esteve, Menorca). B: líquens de l'espècie ramosa (*Roccella phycopsis*) sobre blocs (Punta Grossa, Menorca).

3.3.- Datació de blocs i relació amb events

De cara a poder realitzar les datacions dels blocs dins el context mediterrani, seguint els treballs de Mastronucci (2010), i poder relacionar-ho amb diferents events que han pogut afectar les costes rocoses de les illes Balears (Kelletat et al., 2004) s'han seguit tres metodologies de datació diferents.

3.3.1.- Datació de radiocarboni

Es realitzarà amb la fauna marina que s'ha trobat incrustada a alguns blocs (Figura 3.6). Aquest mètode de datació radiomètrica utilitza l'isòtop carboni-14 (C^{14}) per determinar l'edat de materials que contenen carboni fins a uns 60.000 anys.



Figura 3.7. Exemples de morfologies de cocons postdeposicionals sobre blocs aïllats de Cala'n Blanes i Cala Sant Esteve, Menorca.

3.3.2.- Datació de líquens

S'utilitzarà l'espècie ramosa (*Roccella phycopsis*) (Figura 3.6) per datacions de blocs dipositats amb presència de liquenometria, realitzant un mostreig sobre diferents àrees d'estudi.

3.3.3.- Datació mitjançant taxes de dissolució

S'utilitzaran les morfologies càrstiques de dissolució postdeposicionals ubicades sobre blocs. La datació de morfologies de cocons sobre blocs (Figura 3.7) és una eina de datació indirecta dels fenòmens que han donat lloc a la deposició d'aquests blocs arrabassats o traslladats del seu estat o posició originària (Roig-Munar et al., 2014).

3.3.4.- Ús de fonts escrites

D'acord amb els resultats obtinguts, les datacions es relacionaran a cada una de les àrees amb les fonts històriques conegudes pel Mediterrani occidental (Fontseré, 1934; Martínez-Solares, 2001; Martínez-Solares i Mezcuas-Rodríguez, 2002; Silva i Rodríguez-Pascua, 2014).

3.4.- Realització de fitxes-resum

De cara a simplificar totes les dades recollides per cadascuna de les àrees mostrejades es realitzaran unes fitxes resum on hi figuren els següents camps:

- Àrea d'estudi i el seu acrònim, l'illa on es troba l'àrea mostrejada, sector mostrejat, i geologia de l'àrea,
- Localització regional mitjançant un mapa guia i cartografia simple amb el perfil de l'àrea, rosa d'onatge i direccions dominants dels blocs,
- Fotografies il·lustratives de l'àrea i/o dels blocs,
- Breu descripció de les característiques generals de cada àrea mostrejada,
- Amb format caselles numèriques hi constarà la següent informació:
 - ✓ Nombre de blocs mesurats (N. m),

- ✓ Tipus de perfil que presenta l'àrea,
- ✓ Alçada del penya-segat (alç. peny.) i graus d'aquest a la seva cornisa de contacte entre penya-segat i plataforma (Pend. cornisa),
- ✓ Alçada de l'onatge màxim (hmo) registrat a cada àrea (m), i orientació dominant de l'onatge (Odo),
- ✓ Alçada i distància major associada a un bloc, i alçada i distància mitjana dels blocs mesurats (m),
- ✓ Pes màxim del bloc analitzat a cada àrea i pes mig dels blocs mesurats (Tn),
- ✓ Transport Figure màxim i mig calculat,
- ✓ Orientació dominant dels blocs,
- ✓ Antropització de la zona,
- ✓ Presència de blocs aïllats, en cordons imbricats o aïllats i blocs arrodonits,
- ✓ Presència de cocons postdeposicionals, fauna i/o perforacions de fauna marina,
- ✓ Presència de *flowouts*, fracturació i presència de marques d'impactes, i
- ✓ Datació dels blocs.

Capítol 4.- Resultats

“En general, els homes jutgen més pels ulls que per la intel·ligència, tot i que tots hi poden veure, pocs comprenen el que veuen”.

Nicolàs Maquiavelo



4.- Resultats

En el present capítol es presenten els resultats fruit del treball de gabinet realitzat al llarg del 2014 i 2015, amb base a les dades recollides a les campanyes de camp realitzades entre els anys 2012 i 2015. Aquests resultats reflecteixen, seguint el guió exposat al capítol 3, les diferents fases del treball, des de la localització de les àrees d'estudi a l'establiment d'una cronologia, i les relacions entre diferents àrees amb presència de blocs, així com els processos que donen lloc a aquestes morfologies.

Per poder resoldre la hipòtesi de partida d'aquesta investigació, la presència de blocs a les costes rocoses del litoral balear i el seu origen, el procés de recerca ha combinat les disciplines de la geologia i la geomorfologia litoral establertes per altres investigadors en les dues darreres dècades, on les aportacions i reflexions amb alguns col·legues han ajudat a afinar més alguns paràmetres de la recerca. El repte d'aquesta fase ha estat poder reconstruir l'origen i el significat de les acumulacions de blocs a les costes rocoses. L'observació i l'anàlisi detallada de les àrees d'estudi, dels blocs, dels perfils, de les cartografies i les datacions permet realitzar aquest apartat per esbrinar la història que hi ha associada a cada un d'aquests espais, observant i analitzant, contextualitzant i relacionant la seva ubicació, forma, disposició, morfologia, presència de fauna als blocs, marques d'impactes i fregaments, àrees font, elements d'arrancada..., trets tots plegats que permeten construir una història associada a ells, tan geològica com històrica.

CODI	Illa	Ubicació	Presència	CODI	Illa	Ubicació	Presència
1	Menorca	Tirant	Parcial	19	Menorca	Cala'n Blanes	Parcial
2	Menorca	s'Algar	Desapareguts	20	Menorca	Cales Piques	Desapareguts
3	Menorca	Alcalfar	Parcial	21	Mallorca	Illot-Morlanda	Parcial
4	Menorca	Son Ganxo	Parcial	22	Mallorca	Sa Ferradura	Desapareguts
5	Menorca	Biniancolla	Desapareguts	23	Mallorca	S'Algar	Parcial
6	Menorca	Torret	Desapareguts	24	Mallorca	Colonia Sant Jordi	Parcial
7	Menorca	Binibeca	Desapareguts	25	Mallorca	Sa Ràpita	Desapareguts
8	Menorca	Binissafuller	Desapareguts	26	Mallorca	Cala Murada	Parcial
9	Menorca	Cap d'en Font	Desapareguts	27	Eivissa	Pou d'es Lleó	Parcial
10	Menorca	Binidali	Parcial	28	Eivissa	Punta Verda	Parcial
11	Menorca	Son Xoriguer	Parcial	29	Eivissa	Sant Antoni	Parcial
12	Menorca	Artrutx	Parcial	30	Eivissa	Punta Pedrera	Parcial
13	Menorca	Cala'n Bosch	Desapareguts	31	Eivissa	Es Cavallet	Parcial
14	Menorca	Son Blanc	Parcial	32	Formentera	Punta Pedrera	Parcial
15	Menorca	Cala Blanca	Parcial	33	Formentera	Migjorn	Desapareguts
16	Menorca	Ciudadella	Desapareguts	34	Formentera	Es Pujols	Desapareguts
17	Menorca	Son Blanc	Parcial	35	Formentera	Cala Basset	Desapareguts
18	Menorca	Sa Farola	Parcial	36	Formentera	Es Caló	Parcial

Taula 4.1. Relació d'àrees on els blocs litorals sobre plataformes han desaparegut total o parcialment (Codis relacionats amb la cartografia de la Figura 4.1).

4.1.- Localització i identificació d'àrees

L'àmbit de treball d'aquesta investigació ha estat tot el territori de les illes Balears, focalitzat a les zones amb presència de blocs sobre costes rocoses. Per la selecció de les àrees s'ha realitzat una consulta històrica de la fotografia aèria per determinar d'aquesta manera àrees amb presència de blocs. Aquesta feina s'ha recolzat amb un treball de camp i gabinet entre els anys 2012 i 2015

per la localització i identificació d'àrees amb presència de blocs a les illes de Mallorca, Menorca, Eivissa, Formentera, quatre illots de Menorca i dos illots a Mallorca. A més, la consulta fotogràfica, la fotointerpretació, el treball de camp i les fonts orals, han aportat una dada no esperada, l'existència d'àrees on els blocs han desaparegut per la seva utilització al llarg del darrer segle o bé principalment en les darreres dècades degut a tasques o accions relacionades amb la construcció o l'urbanisme.

4.1.1.- Àrees de blocs desapareguts o antropitzats

Arrel de la consulta fotointerpretació, les observacions de camp i les informacions orals al llarg de les diferents campanyes de camp, s'ha centrat aquest punt de la investigació en la recerca d'àrees amb absència total o parcial de blocs degut a la seva antropització. Fruit d'aquesta recerca s'han localitzat 36 àrees litorals de costa baixa (Taula 4.1, Figura 4.1) on els blocs han desaparegut per causes antròpiques. Destaquem que aquestes alteracions han pogut ser de diferent ordre i magnitud al llarg del temps, essent les de major impacte les associades a les noves urbanitzacions litorals, diferenciant àrees on han quedat alguns blocs com a testimonis sobre les plataformes o bé on la seva desaparició és total.

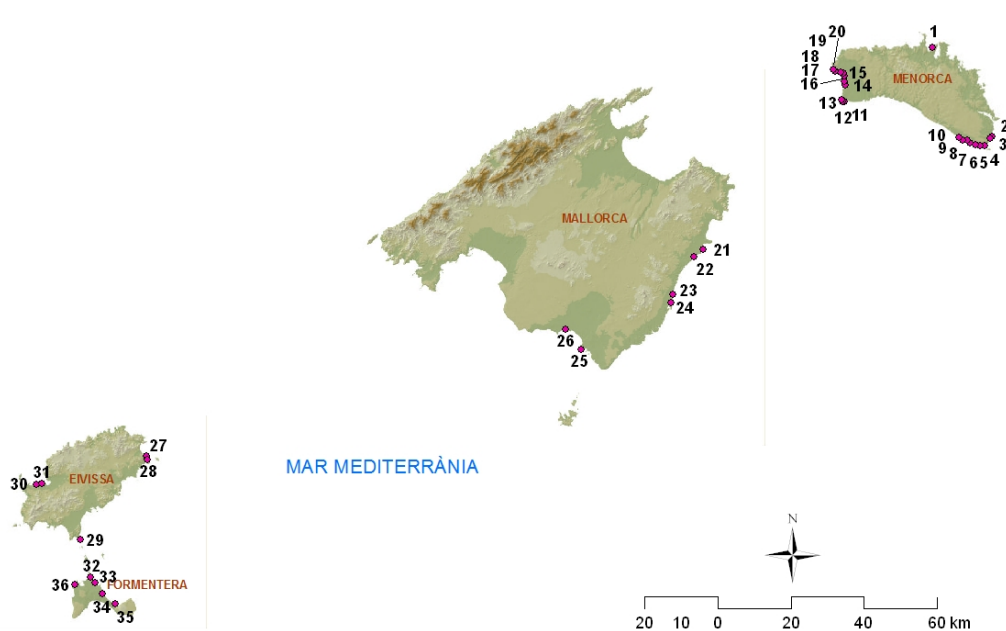


Figura. 4.1. Localització de 36 àrees litorals on els blocs han estat alterats o desapareguts.

Algunes de les antropitzacions detectades es remunten a milers d'anys, com és l'ús de blocs per la construcció de murs de defensa a alguns jaciments arqueològics (Figura 4.2 a), com és el jaciment de sa Ferradura (Manacor, Mallorca). Es troben alteracions d'àrees de blocs associades a finals del s. XVIII i principis i mitjans del s. XIX, on els blocs s'utilitzaren per la creació de parets

seques, infraestructures que limitaven zones militars, o bé casetes de barraca de llocs o possessions litorals (Figura 4.2 b), com és el cas de Mallorca i Menorca. Destaca dins aquestes pràctiques d'antany, l'ús de blocs amb finalitats constructives i traslladats a indrets lluny de les seves zones originals de deposició. És el cas de Formentera, on a principis del segle XIX existia un bescanvi de "pedreny" per aliments amb l'ús de barcasses entre la població de l'illa i Eivissa, com era el cas de l'embarcació Reina del Mar (Figura 4.2 c). Com a nota curiosa s'ha trobat un bloc que té topònim referenciat a algunes cartografies, i que és fita de referència pels pescadors, com és "na Girada", a cala Sant Esteve (Menorca).





Figura 4.2. Imatges il·lustratives sobre desaparició de blocs en diferents situacions i diferents formes, A: Ús de blocs a les murades de defensa del jaciment arqueològic de sa Ferradura (Portocristo, Manacor, Mallorca). B: Ús de blocs per construcció de parets seques i vials militars (Cap d'Artrutx, Menorca). C: Imatge de la Reina del Mar amb un viatge de transport de "pedreny" (Formentera). D: Construcció de terraplens amb blocs litorals (Cap d'Artrutx, Menorca). E: Construcció de terraplens i estabilització d'aparcaments (cala Torret, Menorca). F: Ús de blocs sencers per la construcció de parets (Cala'n Bosch, Menorca). G: Ús de blocs per enjardinaments (Cala'n Blanes, Menorca). H: Ús de blocs com a fonaments de casetes depuradores (Sant Antoni, Eivissa). J: Ús de blocs per construcció de trencanes associat a ports (Port de Fornells, Menorca). K: Utilització de blocs com a nuclis en actuacions de recuperació de sistemes dunars davanters (Platja d'es Migjorn, Formentera).

Dels blocs antropitzats dins les darreres dècades, i associat al boom turístic o al procés de litoralització dels anys 70-80, destaquem les següents pràctiques comunes a totes les illes Balears:

1. L'ús de blocs per aixecaments de terraplens i/o reblits de carreteres o carrers de les urbanitzacions al costat de la mar (Figura 4.2 d),
2. L'ús de blocs amb finalitats d'estabilització de talussos de carreteres, carrers d'urbanitzacions i/o estacionaments (Figura 4.2 e i h),
3. L'ús de blocs sencers per construir parets o per construir espigons a ports esportius (Figura 4.2 f i j),
4. L'ús de blocs amb finalitats ornamentals de jardineria (Figura 4.2 g), i
5. L'ús de blocs amb finalitats de recuperació de sistemes dunars degradats, utilitzats com a nuclis durs per la creació de dunes davanters, com és el cas de Formentera (Figura 4.2 k).

Codi	Àrea	N	Geologia	Codi	Àrea	N	Geologia
Me1	Illa d'es Porros	82	Juràssic	IB2	Sant Antoni	71	Quaternari
Me2	Cavalleria	37	Juràssic	IB3	Punta Verda	161	Quaternari
Me3	Tirant	101	Quaternari	IB4	Pou d'es Lleó	75	Juràssic
Me4	Mola Fornells	18	Juràssic	IB5	Punta Arabí	93	Juràssic
Me5	Tusqueta	19	Juràssic	Fo	Punta Prima	27	Miocé
Me6	Punta Grossa	21	Quaternari	Ma1	Cala Mitjana	12	Quaternari
Me7	Macaret	25	Juràssic	Ma2	Cala Mesquida	19	Quaternari
Me8	Illots d'Addaia	36	Juràssic	Ma3	Cala Gat	8	Juràssic
Me9	Sant Esteve	218	Miocé	Ma4	Illot-Morlanda	35	Miocé
Me10	Alcalfar	368	Miocé	Ma5	Cala Rafalino	66	Miocé
Me11	Torre Alcalfar	9	Miocé	Ma6	Cala Barques	23	Miocé
Me12	Punta Prima	220	Miocé	Ma7	Cala Serrat	50	Miocé
Me13	illa Aire	692	Miocé	Ma8	Cala Murada	9	Miocé
Me14	Son Ganxo	90	Miocé	Ma9	s'Algar	20	Miocé
Me15	Binisafuller	71	Quaternari	Ma10	Sa Nau	11	Miocé
Me16	Binidali	94	Miocé	Ma11	Cala Serena	6	Miocé
Me17	Son Saura	95	Miocé	Ma12	Torre d'es Beu	13	Miocé
Me18	Artrutx	214	Miocé	Ma13	Cala Figuera	8	Miocé
Me19	Cala Blanca	218	Miocé	Ma14	Punta Bagasseta	5	Miocé
Me20	Sa Caleta	360	Miocé	Ma15	Cala Santanyi	3	Miocé
Me21	Sa Farola	31	Miocé	Ma16	Cap Salines	15	Miocé
Me22	Cala Blanes	3	Miocé	Ma17	Es Carbó	63	Quaternari
Me23	Punta Nati	68	Miocé	Ma18	Colonia St. Jordi	18	Quaternari
Me24	Cales Pous	54	Juràssic	Ma19	Sa Ràpita	2	Quaternari
IB1	Punta Pedrera	10	Miocé	Ma20	Estalella	43	Miocé

Taula 4.2. Relació de les 50 àrees analitzades al llarg del litoral rocós balear. N; nombre de blocs mesurats per àrea (N), i la seva geologia.

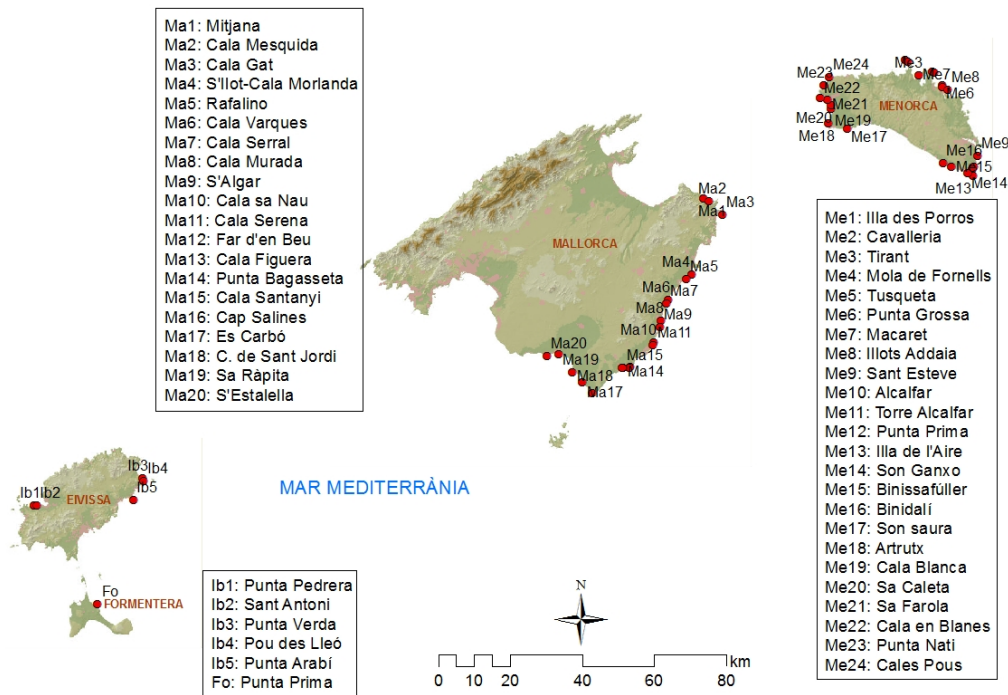


Figura. 4.3. Localització de les 50 àrees analitzades al llarg del litoral rocós balear.

4.1.2.- Àrees amb presència de blocs

La recerca d'àrees amb presència de blocs es va dur a terme paral·lelament a la localització d'àrees antropitzades. En aquest punt es defineixen les àrees amb presència de blocs que han estat objecte d'estudi, quasi la totalitat d'àrees del litoral balear, exceptuant alguns illots que ha

estat impossible el seu accés, com són els illots entre Eivissa i Formentera. S'han identificat i analitzat 50 àrees d'estudi, algunes d'elles parcialment antropitzades (Taula 4.1, Figura 4.1), però on es troben blocs de grans dimensions que no han estat modificats antròpicament i que permeten realitzar les mesures morfomètriques i les disposicions per ser considerats dins l'estudi.

A la Taula 4.2 i a la Figura 4.3 podem observar les àrees analitzades per illes, on destaca Menorca, amb major nombre d'àrees analitzades, 24, entre d'altres per un menor impacte de litoralització. L'illa de Mallorca presenta 20 àrees d'estudi, mentre que Eivissa i Formentera en tenen 5 i 1 respectivament.

4.2.- Caracterització cartogràfica, geològica i geomorfològica

La cartografia geomorfològica sintetitza de forma esquemàtica la fisiografia de cadascuna de les àrees d'estudi per entendre els processos geomòrfics corresponents, juntament amb la sinterització d'elements a l'escala de treball de cada àrea. La cartografia geomorfològica realitzada a les campanyes de camp es pot veure als Annexos 1, 2 i 3 corresponents a les fitxes de les àrees d'estudi de les illes de Mallorca i Menorca, i de Pitiüses (Eivissa i Formentera). Aquesta cartografia es troba dins el context més ampli d'una fitxa descriptiva on s'hi troben també les caracteritzacions morfomètriques dels blocs de cada àrea i les seves descripcions i característiques geoambientals.

Les simbologies utilitzades als mapes de les fitxes han estat utilitzades bàsicament per diferenciar diferents tipologies de polígons i línies que informen de:

- Representació de les corbes de nivell amb l'ús de la corba mestre de 5 m, sobre fons blancs, no utilitzant imatges de satèl·lits ni trames geològiques, degut a que cada unitat d'estudi és homogènia geològicament,
- Una simbologia de blocs aïllats, cordons de blocs o blocs agrupats, i
- S'ha establert tipologies de penya-segats inferiors a 5 m, superiors a 10 m o superiors a 20 m.

4.3.- Caracterització del perfils litorals de les àrees d'estudi

La caracterització dels perfils dels penya-segats de les 50 àrees analitzades permet tenir una visió més detallada, conjuntament amb la cartografia, les dades morfomètriques i les dades de les majors alçades d'ones registrades, dels diferents processos que actuen sobre cada àrea, i relacionar-ho amb les forces hidràuliques produïdes per l'onatge sobre els penya-segats i la presència i disposició de blocs. El paper de l'estructura dels penya-segats és un factor de primer ordre en l'erosió costanera (Blanco-Chao et al., 1996), on les majors taxes d'erosió es basen en les exposicions dels plans de debilitat dels estrats (Trenhaile, 1987). L'ambient morfodinàmic també es troba molt lligat a les característiques dels trencants d'ona, ja que les modificacions dels trens d'ona a l'aproximar-se a la costa, i especialment la seva forma de dissipació sobre la plataforma, estableixen l'ambient morfodinàmic.

Segons Sunamura (1992) podem distingir ones estacionàries, trencants i trencades, cada tipus de pressió exercida per l'ona sobre l'escarpament presenta variacions en la seva distribució temporal on les ones estacionàries donen un pic de pressió suau, mentre que les de trencament alliberen la seva energia bruscament amb un pic molt alt. Els principals efectes erosius de l'acció de l'onatge són l'arrabassament i l'abrasió. Aquest arrabassament està marcat per la pressió dinàmica, localitzant-se la seva major intensitat entre el nivell mig de l'aigua i la cresta de l'onatge, donant-se l'erosió d'arrabassament quan les ones trenquen directament sobre la roca.

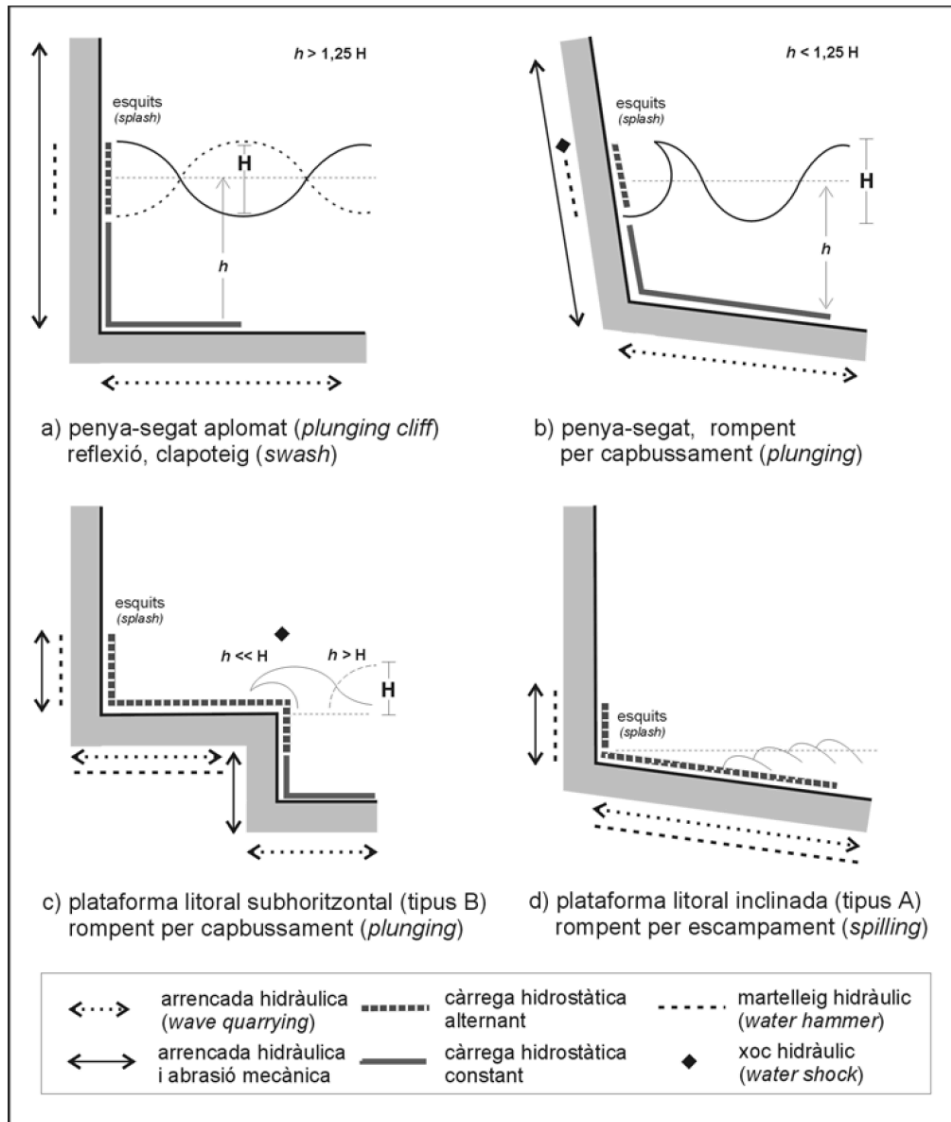


Figura 4.4. Relació entre el tipus de rompent d'ona i la forma de penya-segats i plataformes. Font: Gómez-Pujol (2006).

La Figura 4.4 sintetitza les relacions entre el tipus de rompent d'ona, la forma del penya-segat i l'abast de la seva acció espacial en funció del tipus de penya-segat o plataforma. Els efectes de l'energia de l'ona depenen de la posició d'on trenca, o de la seva reflexió a la façana del penya-segat. Els penya-segats aplomats o immergits són molt reflectius, i bona part de l'energia associada a l'onatge incident es dissipa interactuant amb el següent tren d'ones, i aquest

genera una ona estacionària de nul efecte erosiu (Sunamura, 1992). La disminució de la batimetria també permet el trencament de l'ona, on la pressió dinàmica augmenta respecte a les ones estacionàries permetent la càrrega de sediment a la columna d'aigua. Les forces hidràuliques sobre les plataformes són força més complexes i presenten diferències de gradació respecte del perfil. Les ones que trenquen al peu de les plataformes subhorizontals (tipus D) es desplacen terra endins, perdent energia arran de la turbulència i la fricció amb la superfície de la plataforma i la disminució de l'alçària de l'ona. En el cas de les plataformes inclinades, atès que l'alçària d'ona disminueix constantment, l'ona perd energia. La tipologia de rompent d'onada depèn de la batimetria (Trenhaile, 1997), mentre a les plataformes subhorizontals hi dominen rompents per bussament (tipus B), a les plataformes amb pendent (tipus A) són més freqüents els rompents d'ona per l'escarpament que el perfil presenta. Per la seva part Stephenson i Kirk (2000) manifesten que les ones que rompen a les plataformes no juguen un paper transcendent en l'erosió d'aquestes.

Bona part de l'energia de l'ona es perd en arribar aquestes a plataformes somes, per la refracció, i només entre un 0,3% i un 8,8% de l'energia arriba a peu de plataforma (Sunamura, 1992). L'energia encara disminueix més quan es desplaça sobre la superfície de la plataforma; on sols entre un 4,9% i un 6,8% de l'energia que arriba al peu de la plataforma es registra a la base del penya-segat. A les accions estrictament hidràuliques cal afegir-hi les pneumàtiques derivades de la interacció entre l'aigua i l'aire, especialment a esquerdes, canals i conductes (Gaylord, 1999) i/o en el desmantellament de fragments de roca de mida variable, afavorits pel diaclasament i la presència de fractures (Noormets et al., 2004; Balaguer, 2006).

4.3.1.- Classificació de perfils tipus

Les formes del perfil dels penya-segats litorals han estat tractades per diferents autors, analitzant els aspectes sobre la forma de la línia de costa i els agents que hi actuen sobre cadascun d'ells (Emery i Kuhn, 1982; Trenhaile, 1987; Carter, 1988; Sunamura, 1992; Woodroffe, 2003; Balaguer, 2006), però són pocs els treballs que relacionen els perfils de la costa, especialment les seves alçades, en relació amb la presència de blocs.

Els factors considerats alhora de la classificació d'aquests perfils han estat l'altura i la morfologia de la costa, a partir de les mesures i observacions fetes al camp i amb l'ajuda dels perfils realitzats a cada una de les àrees (Annexos 1, 2 i 3). Les tipologies dels penya-segats considerades són: els perfils dissipatius, els perfils verticals de 0 a 5 m, de 5 a 10 m, superiors als 10 m, perfils verticals amb vessant negativa, i perfils verticals sobre rasses heretades. Butzer i Cuerda (1962) i Rosselló (1964, 1975) estableixen a Mallorca el límit entre costes altes i costes baixes a partir dels 3 m d'altura, és per açò que la majoria de les tipologies correspondrien, segons aquests autors, a penya-segats alts. Litològicament, la majoria de les àrees sobre les que s'ha treballat són calcàries del Juràssic i del Miocé, i eolianites del Quaternari, i la seva forma de perfil s'ha relacionat amb cada unitat geològica.

4.3.2.- Tipologies de perfils tipus

De cara a sintetitzar els 50 perfils realitzats s'han establert 6 tipologies de perfils que resumeixen i intenten homogeneïtzar al màxim les àrees d'estudi segons la seva morfologia costanera, zona emergida i zona submergida, i tenint amb compte les seves alçades i morfometries. Els perfils sintetitzats intenten donar resposta a l'ample ventall de possibilitats que ofereix l'efecte de la combinació dels agents marins i subaeris que actuen directament sobre les àrees analitzades.

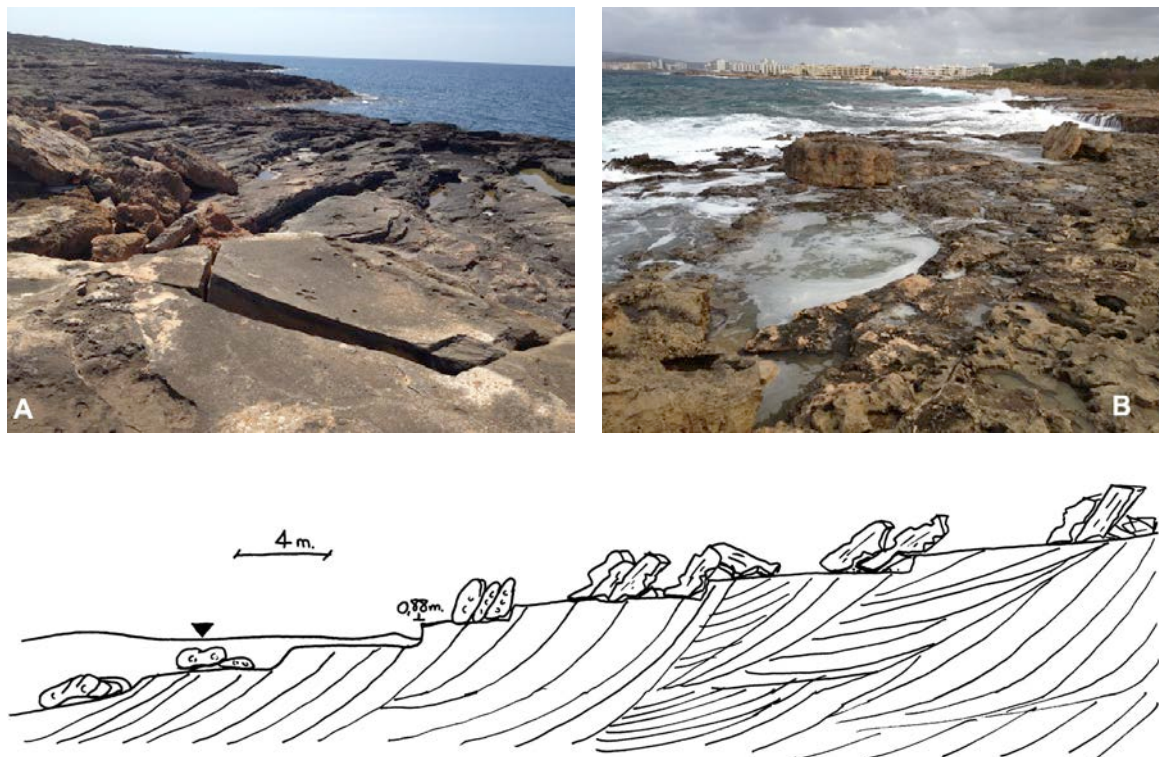


Figura 4.5. Imatges il·lustratives del perfil 1; A, es Carbó (Mallorca), B, Sant Antoni (Eivissa), i un perfil que sintetitza el model tipus realitzat a ma alçada.

4.3.2.1.- Perfil 1. Perfils dissipatius

Es tracta de perfils força dissipatius que presenten batimetries someres de poca pendent i amb acumulats de blocs al seu fons (Figura 4.5). Molts d'aquests perfils es troben associats a fons arenosos i a la presència de pradells de *Posidonia oceanica*, fet força rellevant per a la dissipació de l'onatge incident sobre la costa emergida. Aquests perfils són 11, el 22% de les àrees analitzades, i presenten una alçada mitjana de 0,88 m. Quasi tots aquests perfils es troben associats a plataformes corresponents a morfologies de dunes fòssils adossades del Quaternari, amb pendents mitjanes a la zona de la cornisa de $7,25^\circ$. Una de les característiques més comuna, és la presència ben definida d'estrats interdunars que donen lloc al desmantellament de la costa i a les acumulacions de blocs a les zones altes (Cuerda et al., 1991). En aquestes zones, comunes a les illes de Mallorca, Menorca i Eivissa, trobem cordons amb imbricacions i un elevat percentatge de blocs arrodonits, subarrodonits i trencats, símptoma dels retreballaments constants

de l'onatge. Destaquem també com a factor comú, la presència de marques d'impactes recents produïts pel transport i fregament de blocs (Balaguer et al., 2008), i la manca de morfologies definides com a *flowout*, així com l'elevada presència de blocs amb fauna marina i perforacions endolítiques.

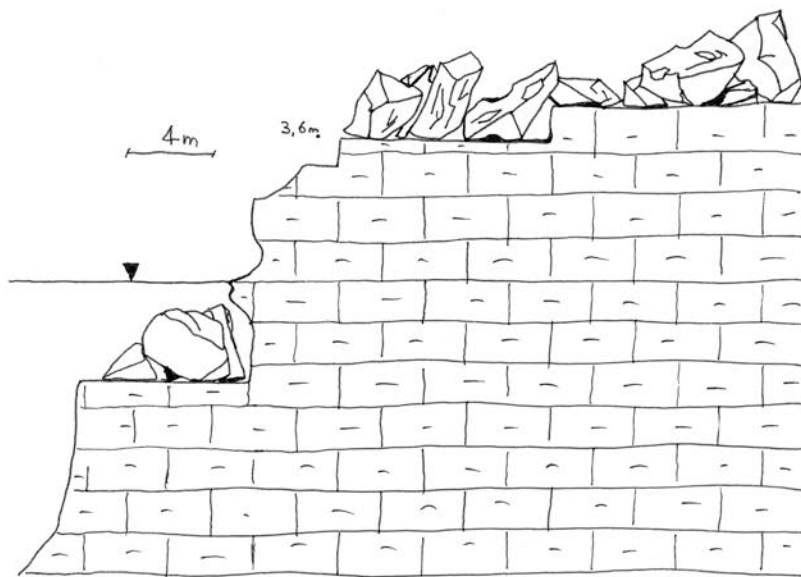


Figura 4.6. Imatges il·lustratives del perfil 2; A, Cala Morlanda (Mallorca), B, Alcafar (Menorca), i un perfil que sintetitza el model tipus realitzat a ma alçada.

4.3.2.2.- Perfil 2. Verticals inferiors a 5 m

Es tracta de costes majoritàriament amb perfils esglaonats pel desmantellament progressiu de diferents estrats, i es solen manifestar a les costes formades per materials amb diferent resistència front als agents erosius (Figura 4.6). La majoria d'aquests perfils presenten batimetries profundes a la base dels penya-segats, que guanyen profunditat de forma suau. Aquest perfil queda representat per 9 àrees, el 18% de les àrees d'estudi. Presenten alçades inferiors als 5 m s.n.m, i la mitjana és de 3,67 m de penya-segat amb morfologies esglaonades a les seves bases, i en moltes ocasions sobre rasses litorals submergides. Les mitjanes de les zones de contacte a la cornisa d'aquests perfils és de 8,4°, donant-se el contacte sobre plans d'erosió força planers i

sense gaire morfologies de karren ni morfologies de cocons, degut al impacte de petits fragments associats a l'onatge (Balaguer et al., 2008). En alguns d'aquests perfils trobem morfologies ben definides com a *flowouts*, associades a petits canals penjats, on trobem blocs caiguts per erosió diferencial associada a processos gravitacionals. Una de les característiques més comuna és la presència ben definida d'estrats separats per capes d'argiles poc dures que donen lloc a l'erosió diferencial. En aquestes zones, comunes a les illes de Mallorca i Menorca, es troben cordons imbricats i blocs aïllats, a cops subarrodonits, alguns d'ells amb fauna marina.

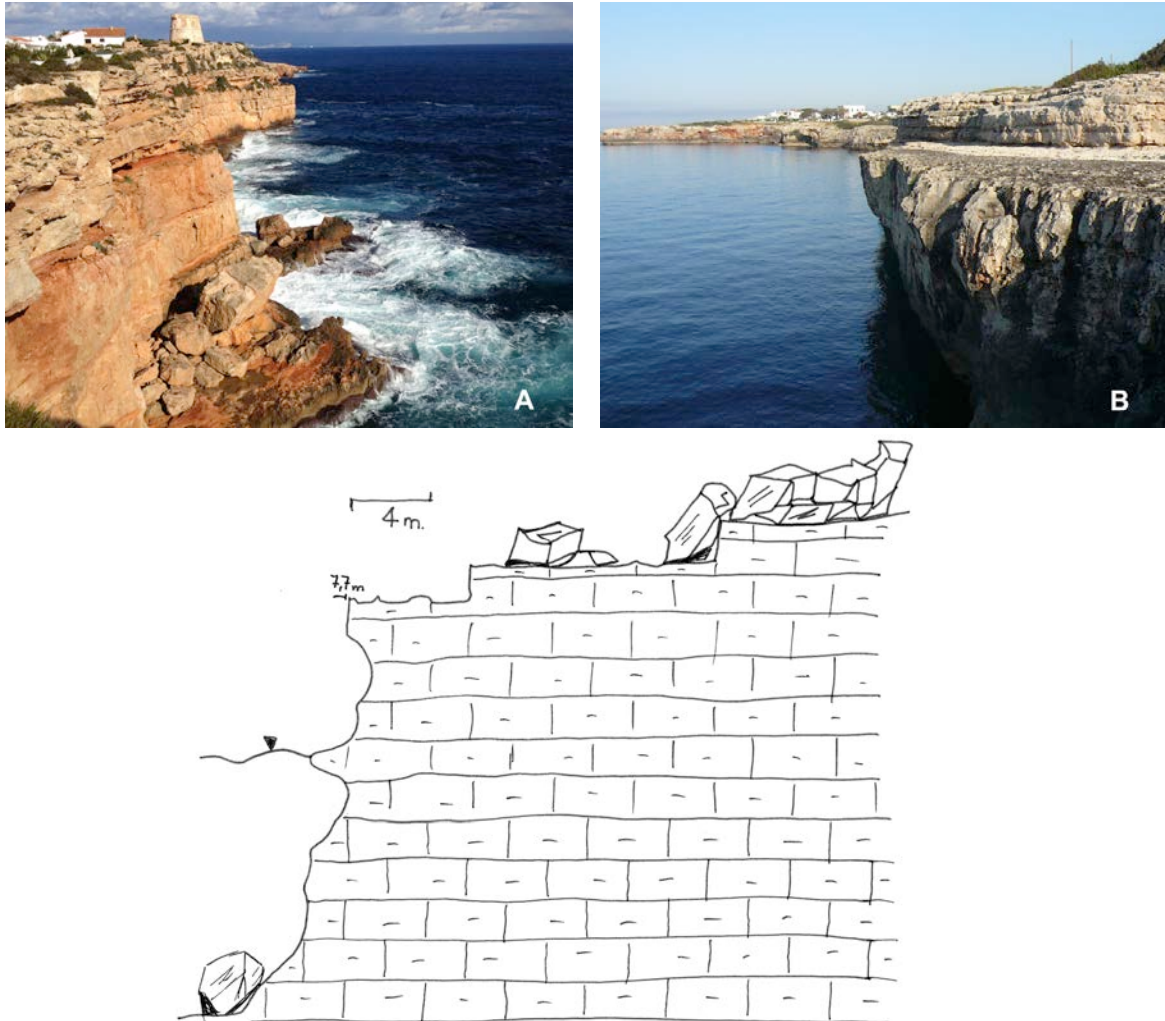


Figura 4.7. Imatges il·lustratives del perfil 3; A, Punta Prima (Formentera), B, sa Farola (Menorca), i un perfil que sintetitza el model tipus realitzat a ma alçada.

4.3.2.3.- Perfil 3. Verticals entre 5 i 10 metres

Es tracta de costes de perfils majoritàriament amb esglaons al seu contacte amb la zona de cornisa i amb morfologies esglaonades pel desmantellament progressiu de diferents estrats (Figura 4.7). El grau de verticalitat és elevat, fins i tot en alguns casos els perfils de la costa presenten extraploms amb presència de cavitats a les seves bases. Aquest tipus de perfil es troba a 16 àrees d'estudi i representa el 32% de les àrees analitzades. La mitjana d'alçades és de 7,7 m. s.n.m. i els graus de contacte a la cornisa és de 6,7°. La majoria d'aquests perfils presenten

batimetries poc profundes a la base dels penya-segats, amb presència de blocs submergits, i que guanyen profunditat de forma suau cap a la mar. En aquestes zones, comunes a les illes de Mallorca, Menorca i Formentera trobem cordons imbricats i blocs aïllats, i cap d'ells amb fauna marina. Molts dels blocs que trobem presenten potències associades a les capes denudades, identificant bé l'àrea font a les cornises.



Figura 4.8. Imatges il·lustratives del perfil 4; A, caló d'en Serrat (Mallorca), B, Punta Nati (Menorca), i un perfil que sintetitza el model tipus realitzat a ma alçada.

4.3.2.4.- Perfil 4. Verticals superiors als 10 metres

Es tracta de costes amb perfils verticals superiors als 10 m, i en ocasions superiors als 15 m s.n.m, i presenten esglaonament a la cornisa del penya-segat amb el desmantellament de les capes de contacte, però sense un esglaonament comú remuntant terra endins (Figura 4.8). La majoria d'aquests perfils presenten morfologies *flowout* que tenen continuïtat cap a la mar. Podem dir que els processos marins no hi són dominants independentment de la duresa dels materials que conformen la línia de costa, ja que molts d'ells presenten alçades superiors a les ones registrades. Aquest tipus de perfil es troba representat a 8 àrees, representant el 16% de les àrees analitzades. L'alçada mitjana és de 15,3 m s.n.m. i els graus a la zona de cornisa és de 7,8°. En

aquestes zones, comunes a les illes de Mallorca i Menorca, trobem cordons imbricats i blocs aïllats que han estat trets pels fluxos associats a una sola terrassa d'erosió que dona lloc a l'esglaonament. La seva distribució la podem observar tant a la costa E de Mallorca com a la costa N i SE de Menorca.

4.3.2.5.- Perfil 5. Verticals amb pendents negatius cap a terra

Aquesta tipologia de perfils sols es troba a l'illa de Menorca, concretament a dos illots de l'illa de l'Aire i Addaia. Corresponen a penya-segats de perfils verticals superiors als 10 m s.n.m però que presenten un perfil negatiu cap a terra (Figura 4.9). Les dues unitats representen el 4% de les àrees mostrejades i presenten una d'alçada mitjana de 6,5 m s.n.m. amb un contacte a la seva cornisa de $-7,5^\circ$. Aquesta mitja inferior a l'alçada dels dos penya-segats ve esbiaixada per la diferència d'alçada de cada illot. El patró de distribució dels blocs és de força dispersió al llarg dels illots fins arribar en alguns casos a la zona submergida oposada als penya-segats que representen l'àrea font.

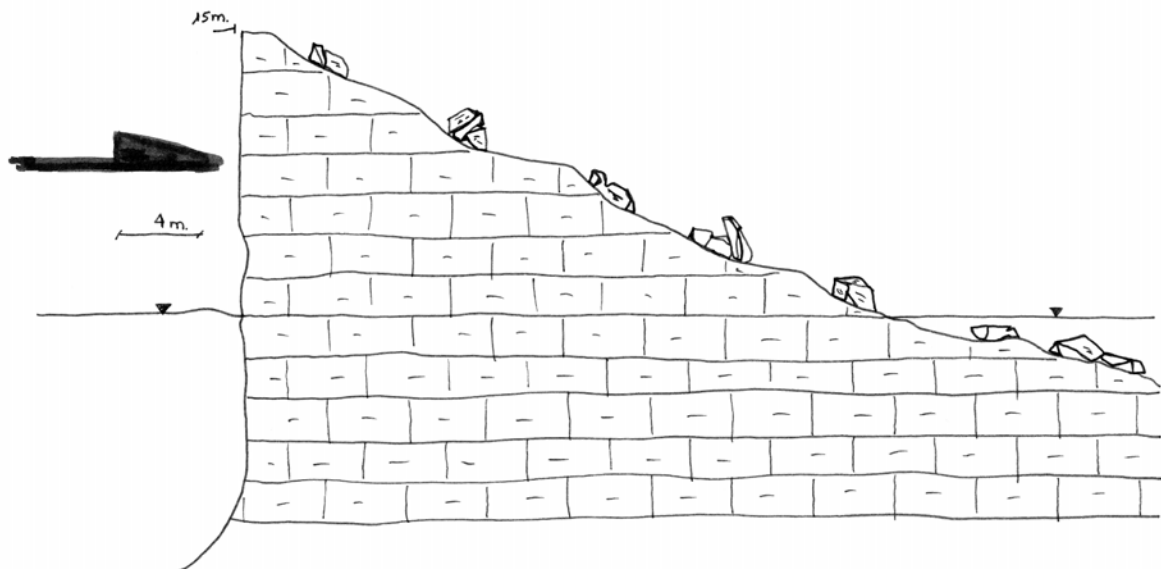


Figura 4.9. Imatges il·lustratives del perfil 5; A, illots d'Addaia (Menorca), B, Illa de l'Aire (Menorca), i un perfil que sintetitza el model tipus realitzat a ma alçada.

4.3.2.6.- Perfil 6. Costes amb perfil vertical associats a una rasa d'abració

Les costes formades per penya-segats de perfil vertical amb una rasa d'abració a la seva base són una variant de costa esglaonada amb la particularitat de composar-se d'un penya-segat, d'altures compreses entre els 10 i els 40 m, i d'una rasa d'abració heretada (Balaguer et al., 2008). Aquesta forma és molt comú al litoral del SE de Mallorca. Aquests perfils els podem denominar de processos mixtes, on dominen les caigudes de blocs per processos gravitacionals dels penya-segats sobre plataformes litorals de base i el seu posterior retreballament per l'onatge (Figura 4.10). Aquesta tipologia de perfil tan sols la trobem al SE de Mallorca i la seva característica és l'associació a penya-segats verticals d'alçada superior als 15 m sobre plataformes que es troben a una alçada mitjana de 4,13 m s.n.m. Representen el 8% de les àrees d'estudi i el seu contacte amb la cornisa és de $17,25^\circ$. Sobre aquestes plataformes trobem blocs de grans dimensions que han caigut per desplom i han estat parcialment retreballats per l'onatge amb formes d'imbricació i orientació comunes.

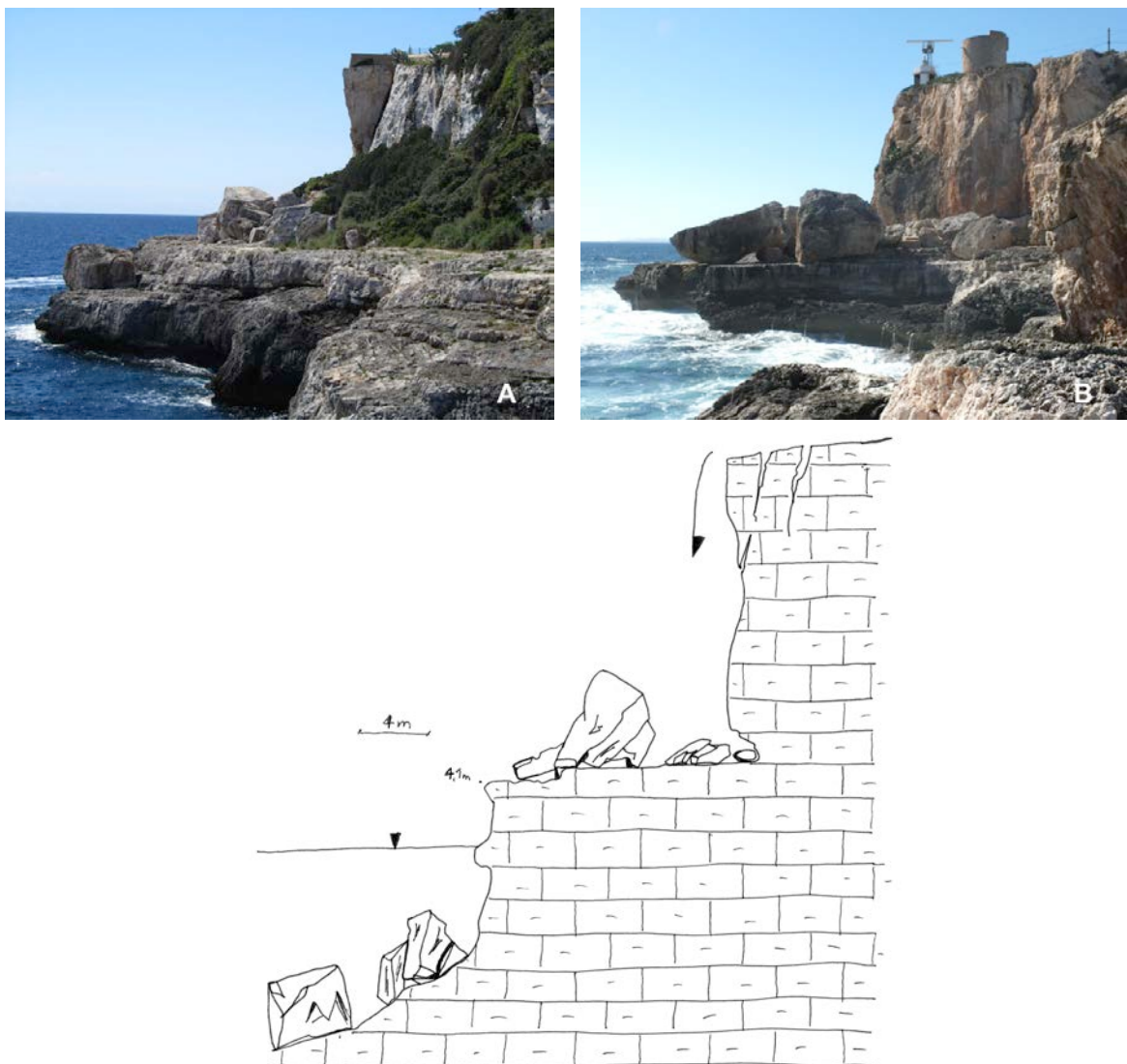


Figura 4.10. Imatges il·lustratives del perfil 6; A, Punta Bassegueta (Mallorca), B, Cala Figuera (Mallorca), i un perfil que sintetitza el model tipus realitzat a ma alçada.

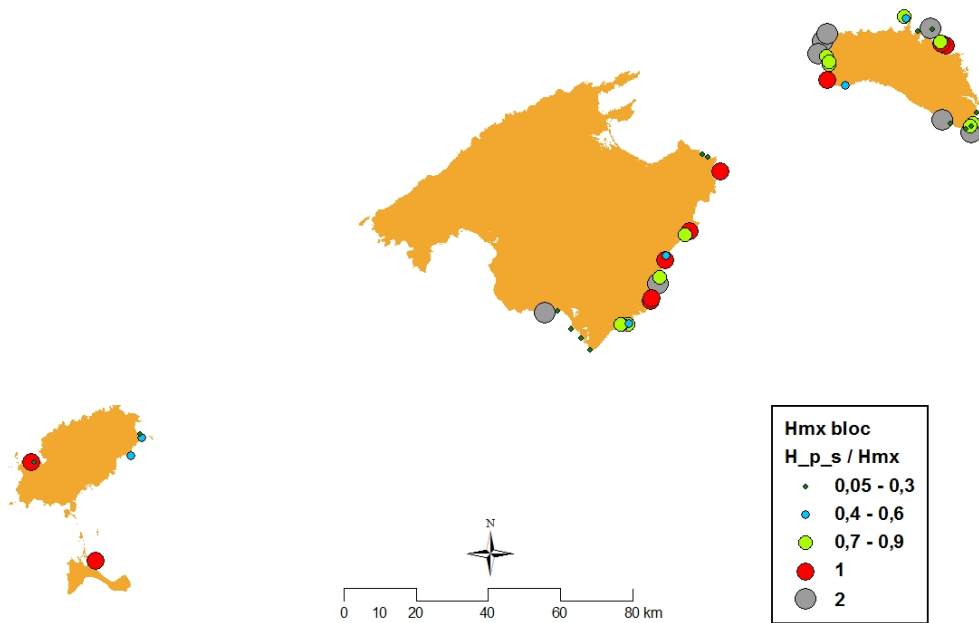


Figura 4.11. Mapa representatiu de la zonificació de tipologies de perfils tenint en compte a l'alçada de penya-segat i onades màximes.

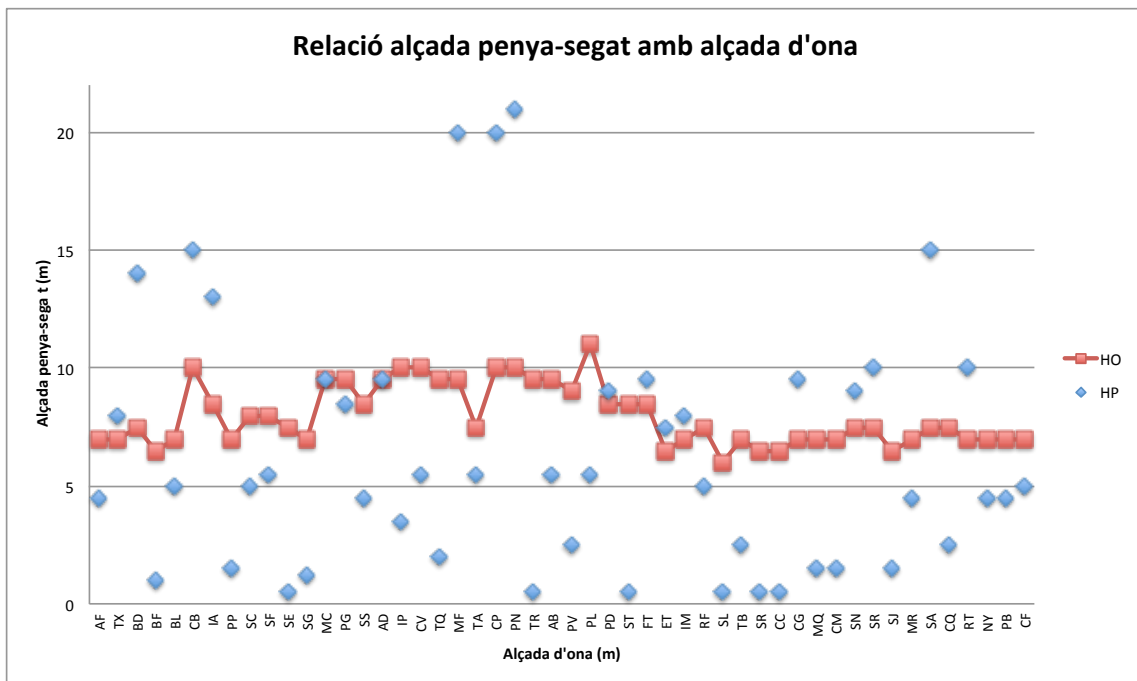


Figura 4.12. Relació entre alçades de penya-segats (Hp) i l'alçada màxima d'ones (Hmx) a les àrees d'anàlisi (codis Taula 4.5).

D'acord amb aquestes sis tipologies de perfils definits, fem una relació qualitativa entre les alçades dels penya-segats a la zona de contacte del perfil (Hp), i les alçades màximes de les ones dels màxims temporals registrats (Hmx) i la tipologia del perfil. D'aquesta relació s'obté una informació força gràfica (Figura 4.11), on es fa una relació de l'alçada del penya-segat com a dues vegades l'alçada de l'ona màxima, indicant quins són els penya-segats que queden lluny de l'afectació directe dels onatges, majoritàriament els perfils 3, 4 i 5. A la Figura 4.12 es representen

gràficament les 15 unitats on les ones no afecten les cornises dels penya-segats. Una primera aproximació d'aquesta representació ja ofereix una zonificació de la costa, que serà útil per valorar conjuntament amb les morfometries de blocs, les causes i els fenòmens que han donat lloc a la presència de blocs a cadascuna de les àrees.

Es pot dir que els sis perfils definits tenen una estreta relació amb els processos que han intervingut en la presència de blocs i el modelat d'aquests, així com amb els fluxos que han intervingut en la seva morfometria, classificant-los en quatre grans escenaris:

1. Domini de processos de tempesta,
2. Domini de processos de tsunamis,
3. Domini de processos mixtes (tempesta i tsunami), i
4. Domini de processos gravitacionals amb posterior retreballament per tsunamis i/o tempestes.

El grau d'intensitat amb el qual han operat alguns d'aquests processos es reflecteix a les sis morfologies de perfils proposades. Les formes adoptades més comunes són les de perfil vertical, l'esglaonat i el vertical convex en menor mesura. A cap dels perfils, a excepció feta del perfil 6, hi dominen processos aeris o provinents de terra (fluxos hídrics, gravitacionals, esllavissades...).

4.4.- Caracterització morfomètrica de blocs

Es realitza la caracterització morfomètrica de blocs a les 50 àrees d'estudi (Figura 4.3), amb un nombre de 4.010 blocs mesurats, que per illes són els següents: 429 a Mallorca, 3.144 a Menorca, 410 a Eivissa i 27 a Formentera (Taula 4.2).

4.4.1.- Volumetria de blocs

La caracterització volumètrica dels blocs ha consistit en la mesura dels tres paràmetres bàsics que permeten definir el volum de cada bloc, mesurant l'eix A; eix major, l'eix B; eix menor, i l'eix C; potència del bloc (Figura 3.1a), i on el producte d'aquests paràmetres ens dona el volum del bloc; $V \neq A \cdot B \cdot C$. Aquesta metodologia s'ha basat en els estudis recents sobre la presència i transport de blocs a les costes rocoses (Nott, 2003b; Pignatelli et al., 2009; 2010; Barbano et al., 2010; Benner et al., 2010; Nandasena et al., 2011).

4.4.2.- Triangulació de blocs

Per tal de determinar un volum més real als resultats obtinguts amb la multiplicació dels eixos A, B i C, al ser aquestes dades la simplificació del volum del bloc, i al no tenir presents les morfologies pròpies del propi bloc, com són arestes, cocons o altres aspectes morfomètrics que afavoreixen la seva irregularitat, s'han ajustat les mesures mitjançant la triangulació de blocs. Robinson et al. (2008) utilitzen fotogrametria per calcular les diferents superfícies segons la

mesura d'imatges reals de les diferents cares d'un bloc, obtenint uns valors reals del 73%, és a dir un 27% inferior als volums establerts amb les metodologies utilitzades habitualment. Engel i May (2012) recalcularen els valors dels blocs amb l'ús de GPS diferencial per cadascuna de les cares dels blocs, obtenint un valor real del bloc de 49%, un 51% inferior als volums amb l'ús simplificat dels eixos A, B i C.

En aquest estudi s'ha utilitzat el mètode de la triangulació de blocs per determinar un volum més real. La triangulació de prismes és un mètode utilitzat per obtenir les àrees de formes poligonals, normalment irregulars, com en aquest cas, mitjançant la seva descomposició en formes triangulars formant una malla, i on la suma dels prismes dona com a resultat el total de l'àrea (Figura 3.1 c i d). Per establir els volums reals dels blocs s'ha realitzat un mostreig de blocs a Mallorca i Menorca, realitzant la triangulació de 18 blocs amb diferents polígons; prismes, rectangles o piràmides. La selecció dels blocs mesurats ha estat aleatòria, independentment del seu grau d'arrodoniment i d'angulositat, ja siguin cúbics, poligonals, bisellats, piramidals, rectangulars, formes de lloses. Un cop triangulats s'ha obtingut un valor mig del 62% de volum real, resultat de la triangulació mitja estimada dels blocs (Taula 4.3). Aquest factor de correcció s'ha aplicat a tots els blocs (4.010 blocs), reduint d'aquesta manera els valors totals obtinguts en un 38%, i ajustant amb major fiabilitat els resultats totals del volum de cada bloc.

N	Àrea	Eixos			Vol A, B, C m3	Prismes			Vol prismes m3	% Variació
		A	B	C		Triangulars	Rectangular	Piràmide		
1	Alcalfar	4,9	2,6	0,85	10,83	4	0	0	7,32	68%
2	Binidali	1,49	1,32	1,2	2,36	3	0	0	1,11	47%
3	Alcalfar	1,67	1,56	0,73	1,90	3	0	0	2,49	131%
4	Alcalfar	2,5	1,9	0,7	3,33	3	0	0	1,89	57%
5	Sa Caleta	1,6	1,51	1,49	3,60	0	0	1	0,64	18%
6	Cala Blanca	2,75	2,12	0,73	4,26	0	1	0	2,56	60%
7	Cala Blanca	4,8	2,55	0,79	9,67	2	1	0	5,95	61%
8	Cala Blanca	2,45	2,03	0,7	3,48	1	1	0	2,82	81%
9	Estalella	295	219	70	4,52	6	2	0	2,42	54%
10	Estalella	217	153	90	2,99	3	1	0	1,57	53%
11	Estalella	325	254	90	7,43	3	1	0	5,82	78%
12	Estalella	273	120	100	3,28	2	1	0	1,94	59%
13	Estalella	260	246	114	7,29	3	1	0	3,36	46%
14	Estalella	460	173	54	4,30	2	0	0	3,23	75%
15	Estalella	356	202	80	5,75	3	1	0	2,39	41%
16	Estalella	216	189	80	3,27	3	1	0	1,44	44%
17	Estalella	174	169	69	2,03	3	1	0	1,90	94%
18	Estalella	272	150	90	3,67	2	2	0	1,67	46%
									Mitjana	0,62

Taula 4.3. Correccions morfomètriques de blocs segons les mesures dels eixos (m) A, B i C mitjançant la seva triangulació.

4.4.3.- Densitats de les diferents unitats geològiques

Les densitats en aquests estudis són decisives per inferir les alçades mínimes requerides pels diferents fluxos que actuen sobre un bloc, establint dades realistes d'altura d'ones per realitzar una clara distinció entre un tsunami, una tempesta o un huracà (Spiske et al., 2008). Els blocs mesurats es troben ubicats majoritàriament sobre litologies dels períodes Juràssic, Miocè i

Quaternari (Taula 4.2). En aquest cas, en lloc d'utilitzar la mitjana de les densitats (Spiske et al., 2008) o el valor teòric utilitzat per Scheffers (2005) i Pignatelli et al. (2010), s'han mesurat i utilitzat les densitats individuals per cada àrea de mostreig i homogeneïtzant aquelles que presenten mateixes característiques litològiques.

En aquest cas no s'han realitzat els càlculs de la porositat dels blocs, tot i que Spiske et al. (2008) li donen molta importància, atès que treballen amb blocs de grans dimensions corresponents a diferents fàcies del corall i amb diversitat de porositats per bloc analitzat. Tampoc s'han aplicat els mètodes de duresa de roca de cada blocs per determinar les propietats físiques, aplicat per Biolchi et al. (2015) ja que en el cas de Balears els blocs corresponen a paquets ben identificats.

La densitat obtinguda per cada litologia dels materials analitzats s'ha calculat utilitzant el principi d'Arquimedes (flotabilitat en aigua de mar) com descriu Bucher et al. (1998) i Spiske et al. (2008). Aquestes densitats són la mitjana per àrees de similar estructura i composició (Scheffers, 2002; Whelan i Kelletat, 2005; Robinson et al., 2006). En aquest estudi s'analitzen les densitats de les calcàries del Juràssic i del Miocé, i les eolianites del Quaternari (Taula 4.4). Aquestes densitats permeten establir, mitjançant la multiplicació a les dades volumètriques del bloc corregides amb la triangulació, el pes real de cada bloc. Així, les densitats mitjanes pels blocs són de 2,54 del Juràssic, 2,27 pels materials del Miocé, i 1,89 pels materials del Quaternari, majoritàriament calcarenites eòliques.

Àrea d'estudi	Mostra	Pes (gr)	Volum (cc)	Densitat
Sant Antoni	Calcarenites (Q)	197,98	105,00	1,89
Punta Nati	Juràssic	126,76	50,00	2,54
Cap Blanc	Miocé arrecifal	272,48	120,00	2,27
Estalella	Miocé arrecifal	129,63	57,00	2,27
Illa de l'Aire	Miocé arrecifal	124,70	52,00	2,40
La Mola	Miocé arrecifal	167,34	80,00	2,09
Cap Roig	Munschelkalk Eivissa	399,44	155,00	2,58

Taula 4.4. Resultats de les densitats a les diferents litologies analitzades a les àrees d'estudi.

4.4.4.- Dades morfològiques qualitatives

De cadascuna de les àrees s'han pres diferents observacions morfològiques de tipus qualitatiu que permeten relacionar els blocs amb l'àrea d'estudi i els processos que han ajudat al seu arrabassament, desplaçament i deposició (Mastronuzzi i Sanso, 2004; Kelletat et al., 2005 a i b; Balaguer, 2006; Barbano et al., 2010; Goto et al., 2011; Roig-Munar et al., 2014a, 2015), que conjuntament amb la cartografia geomorfològica, els perfils de l'àrea, l'anàlisi morfomètrica dels blocs, l'onatge, les datacions i l'ús de fonts documentals d'events al llarg de la història, ens permetran contextualitzar cada una de les àrees. Aquestes dades qualitatives han estat valorades numèricament amb valors de 0 a 5 d'acord amb dades d'absència i presència en aspectes no quantificables, o segons dades quantitatives que han estat categoritzades (Taula 4.5).

Els valors que s'han pres són: Transport Figure (TF), tipus de perfils (TP), alçada màxima (AM), distància màxima (DM), geologia (GL), presència de blocs aïllats (BA), presència de blocs aïllats imbricats (BI), presència de cordons imbricats (CO), presència de blocs recentment arrabassats (AR), presència de blocs arrodonits (RD), presència de fracturació (FR), presència de *flowouts* (FW), presència de blocs caiguts (BC), presència de sediment (SD), presència d'impactes de roques sobre plataformes (IR), presència de plataformes d'abrasió (PA), presència d'argiles als interestrats (AG), presència de restes de fauna marina (FM), presència de morfologies postdeposicionals (MP) i indicis d'antropització de l'àrea (AN).

N	Ubicació	Illa	CODI	GL	TF	TP	AM	DM	BA	BI	CO	AR	RD	FR	FW	BC	SD	IR	PA	AG	FM	MP	AN
1	Alcalfar	Menorca	AF	1	3	1	1	5	2	0	3	2	1	3	2	2	1	2	3	1	1	3	1
2	Artrutx	Menorca	TX	1	4	1	1	5	2	0	2	1	1	2	2	1	2	2	1	1	1	3	1
3	Binidali	Menorca	BD	2	3	2	3	5	3	0	0	1	1	1	2	1	1	2	1	0	1	2	1
4	Binisafuller	Menorca	BF	1	1	1	0	2	2	0	1	2	2	1	1	2	1	2	2	1	1	2	1
5	cala Blanca	Menorca	BL	1	2	1	1	2	2	1	1	2	2	1	3	3	2	2	2	1	1	3	1
6	Cala Blanes	Menorca	CB	1	4	2	3	5	3	0	0	1	1	2	2	1	1	3	1	0	1	3	1
7	illa Aire	Menorca	IA	1	5	0	3	5	3	1	1	1	1	2	2	1	1	1	0	1	3	0	
8	Punta Prima	Menorca	PP	1	0	0	0	1	0	2	3	3	2	1	3	2	3	3	1	3	2	1	
9	Sa Caleta	Menorca	SC	1	1	1	1	2	2	1	1	3	2	2	3	1	3	2	1	1	3	1	
10	Sa Farola	Menorca	SF	1	3	2	2	1	2	1	1	1	2	1	1	1	1	1	3	0	1	2	1
11	Sant Esteve	Menorca	SE	1	2	0	0	2	2	1	3	2	2	2	1	1	3	2	3	1	2	2	0
12	Son Ganxo	Menorca	SG	1	1	0	0	2	2	1	2	2	2	2	1	1	1	2	3	1	2	2	1
13	Macaret	Menorca	MC	3	4	1	2	5	2	1	0	1	1	1	1	1	1	2	0	1	2	0	
14	Punta Grossa	Menorca	PG	2	5	1	2	2	1	0	2	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0
15	Son Saura del Sud	Menorca	SS	1	2	1	1	1	3	0	0	1	1	2	1	1	1	2	2	1	1	2	0
16	Illots d'Addaia	Menorca	AD	1	2	6	1	5	3	1	0	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	3	0
17	Illa d'es Porros	Menorca	IP	1	5	1	3	5	2	1	2	1	3	1	2	1	2	1	1	0	1	2	0
18	Cavalleria	Menorca	CV	1	5	2	2	5	2	1	1	1	3	1	3	1	2	3	1	0	1	1	0
19	Tusqueta	Menorca	TQ	3	5	2	3	5	3	1	0	1	2	3	1	2	1	1	1	0	1	1	0
20	Mola Fornells	Menorca	MF	3	5	3	5	5	2	0	1	1	2	3	1	2	1	2	0	1	1	0	
21	Torre Alcalfar	Menorca	TA	1	5	2	2	2	2	1	0	1	1	2	2	1	1	1	2	1	1	2	0
22	Cales Pous	Menorca	CP	3	5	3	5	5	1	0	1	1	1	2	2	1	1	1	2	1	1	1	0
23	Punta Nati	Menorca	PN	3	5	3	5	5	1	1	1	1	2	2	1	1	1	2	1	1	2	1	0
24	Tirant	Menorca	TR	2	1	0	0	2	2	1	2	3	3	1	1	3	2	3	3	0	3	3	0
25	Punta Arabí	Eivissa	AB	3	2	1	1	3	2	1	1	1	1	2	1	1	1	1	2	0	1	1	0
26	Punta Verda	Eivissa	PV	3	1	1	0	2	2	1	1	1	2	2	1	2	2	2	3	0	2	2	1
27	Pou d'es Lleó	Eivissa	PL	2	3	0	2	3	2	1	0	2	2	1	2	2	2	2	1	2	1	0	
28	Punta Pedrera	Eivissa	PD	1	5	1	3	5	1	0	0	1	1	1	1	1	2	1	3	0	1	2	1
29	Sant Antoni	Eivissa	SA	2	2	0	0	1	2	1	2	3	2	1	1	2	2	2	3	0	3	3	1
30	Punta Prima	Formentera	FT	1	5	2	2	5	2	1	1	1	1	2	1	1	1	1	3	0	1	2	1
31	Estalella	Mallorca	ET	1	4	1	2	3	2	1	2	2	2	2	1	2	2	3	1	2	2	0	
32	Illot-Morlanda	Mallorca	IM	1	5	1	2	3	2	0	1	2	3	1	1	1	1	2	3	0	1	1	1
33	Cala Rafalino	Mallorca	RF	1	5	1	1	1	2	1	1	2	1	2	2	1	2	2	2	1	1	2	0
34	Cap Salines	Mallorca	SS	3	0	0	0	2	3	1	3	3	3	1	1	3	2	3	3	0	3	3	0
35	Torre d'es Beu	Mallorca	TB	1	5	5	0	1	2	1	0	1	1	2	1	1	1	1	3	0	1	1	0
36	Sa Ràpita	Mallorca	SR	2	0	0	0	0	2	0	0	2	2	1	1	2	2	2	0	2	1	1	1
37	Es Carbó	Mallorca	CB	2	3	0	1	3	3	1	3	3	3	1	1	3	2	3	3	0	3	3	0
38	Cala Gat	Mallorca	CG	3	2	1	2	3	2	0	0	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	1	0
39	Cala Mesquida	Mallorca	MQ	2	1	0	2	2	2	0	0	2	2	1	1	2	1	2	2	0	2	2	1
40	Cala Mitjana	Mallorca	CM	1	2	0	1	5	2	1	0	2	2	1	1	2	1	2	2	0	2	1	1
41	Sa Nau	Mallorca	SN	3	5	2	2	3	2	0	0	1	1	2	1	1	1	1	2	0	1	2	0
42	Cala Serena	Mallorca	CS	1	3	2	3	2	2	1	0	1	1	2	1	1	1	1	2	0	1	2	0
43	Colonia de St Jordi	Mallorca	SJ	2	5	0	1	5	2	1	1	2	2	1	1	2	1	2	3	0	2	2	1
44	Cala Murada	Mallorca	MR	1	3	0	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	0	1	1	1
45	s'Algar	Mallorca	SA	1	5	2	3	5	2	1	0	1	1	1	1	1	1	2	2	0	1	1	0
46	Cala Barques	Mallorca	CQ	1	5	1	1	5	2	1	1	1	1	2	1	1	2	2	2	0	1	2	0
47	Cala Serrat	Mallorca	RT	1	5	0	4	5	2	1	2	1	1	2	2	1	1	1	3	0	1	2	0
48	Cala Santanyi	Mallorca	NY	1	5	6	1	0	2	1	0	1	1	2	1	1	1	1	3	0	1	1	0
49	Punta Bagassetta	Mallorca	PB	1	5	6	1	1	2	1	0	1	1	1	1	1	1	1	3	0	1	1	0
50	Cala Figuera	Mallorca	CF	1	5	6	1	1	2	1	0	1	1	1	1	1	1	1	3	0	1	1	0

Taula 4.5. Relació de les valoracions qualitatives de cada àrea d'estudi.

4.5.- Resultats morfomètrics

Es presenten els resultats morfomètrics de blocs en tres apartats, corresponents a les illes de Mallorca, dividida en 4 sectors (Sector Sud, Sector Sud Gravitacional, Sector Est i Sector Nord), l'illa de Menorca dividida en 3 sectors (Sector Sud Est, Sector Nord i Sector Oest) i les Pitiüses (Eivissa i Formentera) com una sola unitat territorial.

Per aquesta anàlisi s'han aplicat les equacions hidrodinàmiques, que en si mateixes són la simplificació de les hipòtesis relatives a les forces actuant en els moments de l'impacte i transport

del bloc. Segons Benner et al. (2010) hi ha diversos factors que influeixen en l'extracció i el transport potencial d'una ona que no són adequadament inclosos en les fórmules proporcionades per Nott (2003b), Pignatelli et al. (2009) i Barbano et al. (2010) i que Engel i May (2012) varen validar les equacions amb observacions després de tsunamis recents, revelant que l'ona pot tenir altures sovint subestimades en la seva alçada sobre el bloc. Els resultats de l'alçada de l'ona en alguns blocs poden presentar diferències d'ordre centimètric, i en altres presentar diferències d'ordre mètric en funció de l'equació aplicada, sense trobar-hi una relació entre el pes, alçada i distància (Burgès i MacInnes, 2010; Goto et al., 2010). És per açò que en aquest estudi s'apliquen les equacions matemàtiques de Nott (2003b), Pignatelli et al. (2009), Barbano et al. (2010) i Engel i May (2012), per calcular els valors hidrodinàmics necessaris per l'arrabassament, desplaçament i deposició dels blocs baix diferents supòsits. Aquests supòsits són els blocs submergits, blocs subaeris, i blocs delimitats per fractures, que permeten establir diferents escenaris i columnes d'aigua necessàries tant d'onatge com de tsunamis que han donat lloc a la creació d'aquests camps de blocs relacionats amb els perfils tipus realitzats. En el cas de l'equació proposada per Engel i May (2012) se li ha sumat el valor de l'alçada del penya-segat real en el seu contacte amb la cornisa de cada àrea, per determinar així la columna real d'aigua necessària pel desplaçament de cada bloc d'acord amb diferents supòsits (Roig-Munar et al., 2015).

Així mateix, s'han calculat els valors del Transport Figure (TF) de Scheffers i Kelletat (2003), consistent en el producte de: el pes del bloc, la distància on es troba el bloc analitzat en relació amb la cornisa del penya-segat, i l'altura del bloc sobre el nivell del mar. Es tracta d'una formulació força simple que permet una primera aproximació quantitativa a la presència de blocs sobre costes rocoses. Scheffers i Kelletat (2003) defineixen a Mallorca un màxim de TF de 230 per blocs transportats per l'onatge de tempesta i un $TF > 250$ com el resultat del transport per tsunamis.

En aquest estudi es considera un $TF > 1.000$ per destriar els blocs de tsunami dels blocs de tempesta, ja que valorats els valors utilitzats per Scheffers i Kelletat (2003) a les 50 àrees analitzades, s'aprecien processos mixtes de tempesta i tsunami amb valors entre TF 500 i 1000. L'ús del valor $TF > 1.000$ diferencia de forma clara amb un valor tres cops superior a l'establert per Scheffers i Kelletat (2003) i aplicant la reducció del 38% dels valors originals amb base a la seva triangulació.

La discriminació entre blocs transportats per tsunamis o per tempestes planteja dificultats (Kelletat, 2008; Barbano et al., 2010), tot i que la presència de blocs en diverses àrees analitzades a la Mediterrània ha estat interpretada com a restes de tsunamis registrats al llarg dels darrers segles (Pignatelli et al., 2009). Un cop calculat el Transport Figure es poden definir tres escenaris a cada àrea analitzada (Taula 4.6):

- 1.- Totes les dades de cada una de les àrees mostrejades com escenari de partida i amb nombres absoluts de mesures,
- 2.- Tots els valors dels blocs superiors a TF 1.000 de cada àrea, i que ens permet destriar àrees eminentment d'onatge o àrees mixtes, on hi actuen tempestes i tsunamis, i

3.- Tots els valors superiors a TF 1.000 ubicats per sobre les cornises majors a l'altura màxima d'ona registrada, conformant-se en àrees eminentment tsunamítiques (Roig-Munar et al., 2015).

CODI	Ubicació	N mesures	N Illa	%illes	N TF> 1.000	%>TF 1.000	%>TF 1.000	%illes	blocs sobre ona (*)	% sobre ona (*)	% Illes
AF	Alcalfar	368			53	14,40			0		
TX	Artrutx	214			107	50,00			0		
BD	Binidali	94			7	7,45			4		
BF	Binisafuller	71			0	0,00			0		
BL	cala Blanca	218			4	1,83			0		
CB	Cala Blanes	3			3	100,00			3		
IA	illa Aire	692			188	27,17			75		
PP	Punta Prima	220			0	0,00			0		
SC	Sa Caleta	360			15	4,17			0		
SF	Sa Farola	31			6	19,35			0		
SE	Sant Esteve	218			13	5,96			0		
SG	Son Ganxo	90			4	4,44			0		
MC	Macaret	25			23	92,00			0		
PG	Punta Grossa	21			18	85,71			0		
SS	Son Saura del Sud	95			2	2,11			0		
AD	Illots d'Addaia	36			19	52,78			0		
IP	Illa d'es Porros	82			80	97,56			0		
CV	Cavalleria	37			37	100,00			0		
TQ	Tusqueta	19			19	100,00			0		
MF	Mola Fornells	18			18	100,00			18		
TA	Torre Alcalfar	9			9	100,00			0		
CP	Cales Pous	54			42	77,78			42		
PN	Punta Nati	68			53	77,94			53		
TR	Tirant	101	3144	78,404	0	0,00	720	72,58	0	195	58,91
AB	Punta Arabí	93			8	8,60			0		
PV	Punta Verda	161			0	0,00			0		
PL	Pou d'es Lleó	75			19	25,33			0		
PD	Punta Pedrera	10			10	100,00			10		
ST	Sant Antoni	71	410	10,224	1	1,41	38	3,83	0	10	3,02
FT	Punta Prima	27	27	0,6733	26	96,30	26	2,62	26	26	7,85
ET	Estalella	43			16	37,21			8		
IM	Illot-Morlanda	35			19	54,29			16		
RF	Cala Rafalino	66			49	74,24			11		
SL	Cap Salines	15			0	0,00			0		
TB	Torre d'es Beu	13			-	-			0		
RA	Sa Ràpita	2			0	0,00			0		
CC	Es Carbó	63			9	14,29			0		
CG	Cala Gat	8			6	75,00			0		
MQ	Cala Mesquida	19			4	21,05			0		
CM	Cala Mitjana	12			3	25,00			0		
SN	Sa Nau	11			9	81,82			9		
CS	Cala Serena	6			3	50,00			3		
SJ	Colonia de St Jordi	18			9	50,00			0		
MR	Cala Murada	9			7	77,78			0		
SA	s'Algar	20			14	70,00			6		
CQ	Cala Barques	23			13	56,52			0		
RT	Cala Serrat	50			47	94,00			47	65	19,64
NY	Cala Santanyi	3			-	-			0		
PB	Punta Bagasseta	5			-	-			0		
CF	Cala Figuera	8	429	10,70	-	-	208	20,97	331		
			4010		992						

Taula 4.6. Nombre total de blocs analitzats a les 50 àrees i percentatges dels blocs en funció de l'equació de TF>1.000 i blocs de TF>1.000 sobre penya-segats no influenciats per l'onatge de tempesta. (*) Blocs que es troben sobre penya-segats on no hi arriben les ones de tempestes.

Aquestes dades permeten extreure uns resultats absoluts i percentuals sobre els blocs analitzats condicionats per l'onatge de tempesta i/o tsunami. Dels 4.010 blocs analitzats (Taula 4.6), el 78,4% dels blocs corresponen a Menorca, atès que els mostrejors morfomètrics foren extensius de cara a poder caracteritzar l'ample ventall de morfometries i mides de blocs. En el cas de la resta d'illes sols foren mesurats els blocs de grans dimensions, d'aquí que els percentatges siguin menors, amb valors de 10,7% 10,2 %, 0,6% per les illes de Mallorca, Eivissa i Formentera respectivament. Pel que fa a blocs superiors a TF 1.000, i sense tenir presents els blocs de les 4 unitats de Mallorca considerades àrees amb dominis gravitacionals, es treballa amb 992 blocs que superen aquest valor, representant el 24,73% dels blocs analitzats, amb valors percentuals per illes de 72,58% a Menorca, 20,97% a Mallorca, 3,83% a Eivissa i 2,62% a Formentera. D'aquests

blocs superiors a TF 1000, 331 blocs es troben sobre penya-segats per sobre l'alçada màxima registrada de l'onatge (Figura 4.12), el que representa un 33,36% dels blocs superiors a TF 1.000, amb valors percentuals per illes de 58,91% a Menorca, 19,64% a Mallorca, 3,02% a Eivissa i 7,85% a Formentera.

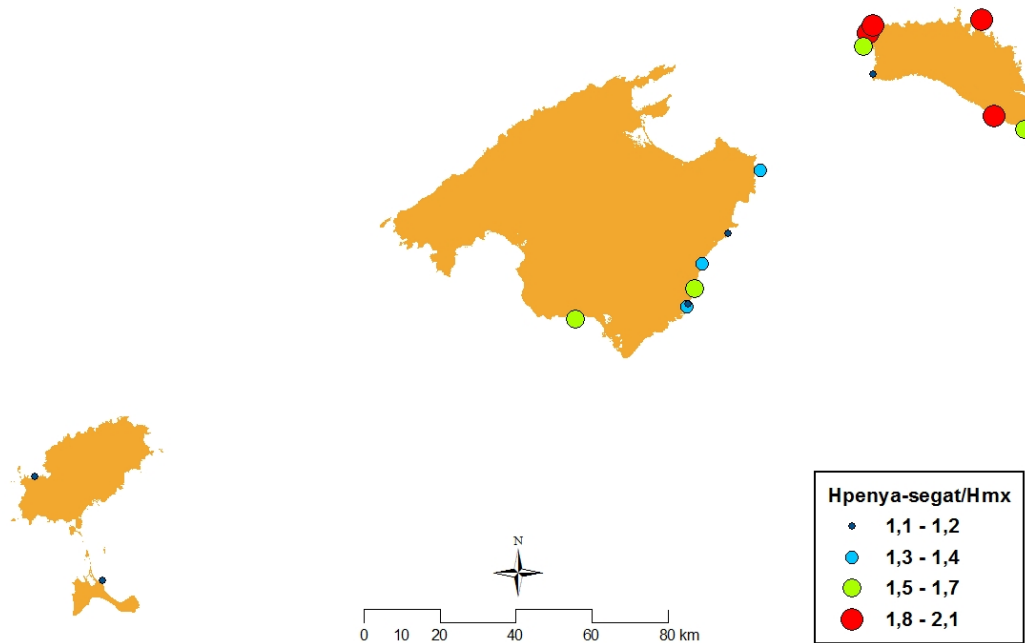


Figura 4.13. Localització de les àrees on el TF>1000 y l'alçada del penya-segat supera la Hmx.

Aquests blocs amb TF>1.000 sobre l'onatge màxim registrat suposa el 8,25% dels blocs analitzats en aquest treball. Tot i l'existència de moltes àrees d'anàlisi amb blocs superiors a TF 1.000, s'observa a la Taula 4.6 que alguns d'ells es troben ubicades a àrees on el seu percentatge representa valors inferiors al 10%, moltes d'elles associades al perfil 1 i 2 (Figura 4.5 i 4.6), considerant d'aquesta manera, i com a dada prèvia, que es tracta d'unitats mixtes on hi han actuat diferents tipus de fluxos, tempestes i tsunamis. Amb les dades obtingudes pels valors superiors a TF 1.000 s'ha realitzat la representació gràfica dels valors de les alçades dels blocs i el seu pes, i de les seves distàncies dels blocs en relació a la cornisa i el seu pes, que és la relació del penya-segat en relació amb l'alçada màxima de l'ona (Figura 4.13). Dels valors obtinguts a cada una de les unitats analitzades (Annexos 1, 2 i 3) s'ha extret les dades representatives, com són el nombre de blocs analitzats, la geologia i el perfil tipus del penya-segat, l'alçada del penya-segat i els graus de la cornisa, el pes dels blocs i la seva orientació, les orientacions d'onatge, les alçades i distàncies màximes i mitjanes dels blocs, i el TF mig i màxim dels blocs, així com en els casos datats la seva datació. D'aquesta manera, s'obtenen els valors de les 50 àrees (Annex 4) i els valors de les 40 àrees que superen el TF 1.000 (Annex 5), i que representen el 80% de les unitats analitzades.

4.6.- Resultats per illes

Una primera aproximació a l'estudi de blocs en el conjunt de les illes Balears va ser l'anàlisi de 15 àrees i 2.200 blocs mesurats a les illes de Mallorca, Menorca i Eivissa (Roig-Munar et al., 2013). Posteriorment es presenten els resultats per les quatre illes Balears, i dins cada illa pels diferents sectors analitzats (Figura 4.14). Es prenen com a valor de selecció els blocs superiors a TF 1.000 per realitzar l'anàlisi de cada sector, destriant d'aquesta manera aquelles àrees que són fruit de processos eminentment d'onatge, ja que els seu valor màxim no assolix el TF 1.000. Un cop destriats aquells blocs superiors al TF 1.000 podem obtenir informació d'àrees mixtes i àrees només tsunamítiques. Per analitzar les dades morfomètriques es realitzen les representacions gràfiques de $TF > 1.000$, i de les relacions existents en la distribució d'aquests blocs en funció de la distància a la costa i el seu pes, i la mateixa representació dels blocs que trobem situats sobre penya-segats on no hi arriben les alçades d'onatge màximes registrades. Un cop s'han representades i analitzades aquestes dades, juntament amb els perfils tipus i les dades qualitatives de cada àrea (Taula 4.5), es representen els valors necessaris d'ona per Ht (tsunami) i Hs (tempesta) en funció de la posició inicial del blocs subaeris i blocs delimitats per juntes (Figura 2.24 i 2.25). Segons els resultats obtinguts de l'aplicació de la fórmula de Nott (2003 a i b) i d'Engel i May (2012) i amb la correcció de l'alçada real del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015), es poden diferenciar àrees amb diferents incidències d'ona.

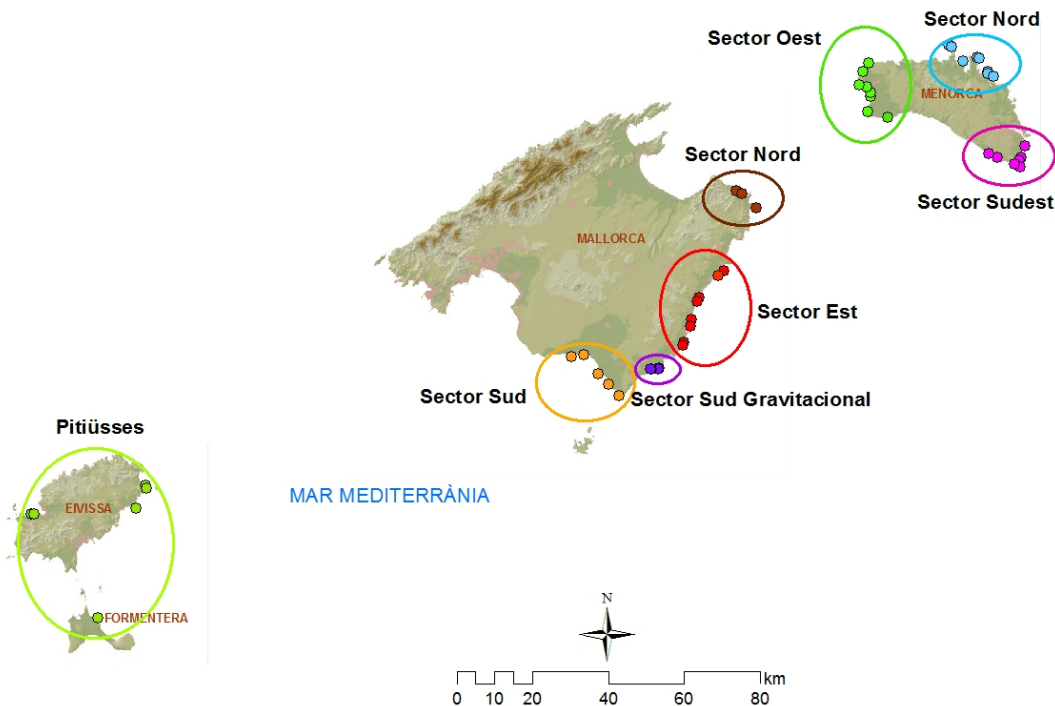


Figura 4.14. Representació gràfica dels sectors analitzats per illes.

4.6.1.- Mallorca

S'han analitzat 20 àrees distribuïdes en 4 sectors (Figura 4.14), on el treball de camp ha permès seleccionar aquells blocs representatius de cada àrea, analitzant morfomètricament 429 blocs i prenent com a mida mínima aquells aparentment superiors a 6 m³. Els blocs de Mallorca representen el 10,7% dels blocs analitzats a l'arxipèlag i el 20,97% majors a TF 1.000 (Taula 4.6). A la Taula 4.7 s'observen el nombre de blocs mesurats a cadascuna de les àrees, els valors percentuals dels blocs per àrees, els percentatges de blocs superiors a TF 1.000, i aquells blocs superiors a TF 1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'onatge màxim registrat i el percentatge en relació amb els superiors a TF 1.000. A l'Annex 1 es pot veure la fitxa de cada àrea de Mallorca, presentada per sectors, que conjuntament amb l'anàlisi morfomètrica permeten obtenir una visió dels fenòmens que han pogut influir en la presència de blocs a cada àrea.

SECTOR	CODI	Ubicació	N	% Blocs	% Sectors	N TF> 1.000	% >TF 1.000	% Àrea	% Sector	blocs sobre ona (*)	% sobre ona (*)
Sector Sud	ET	Estalella	43	10,0		16	7,7	37,2	17,9	8	7,55
	SL	Cap Salines	15	3,5		0	0,0	0,0	0,0	0	0,00
	RA	Sa Ràpita	2	0,5		0	0,0	0,0	0,0	0	0,00
	CC	Es Carbó	63	14,7		9	4,3	14,3	6,9	0	0,00
	SJ	Colonia St Jordi	18	4,2	32,87	9	4,3	50,0	24,0	0	0,00
S Gravít.	TB	Torre d'es Beu	13	3,0		-	-				
	NY	Cala Santanyi	3	0,7		-	-				
	PB	Punta Bagasseta	5	1,2		-	-				
	CF	Cala Figuera	8	1,9	6,76	-	-				
Sector Est	RF	Cala Rafalino	66	15,4		49	23,6	74,2	35,7	11	10,38
	IM	Illot-Morlanda	35	8,2		19	9,1	54,3	26,1	16	15,09
	CS	Cala Serena	6	1,4		3	1,4	50,0	24,0	3	2,83
	SN	Sa Nau	11	2,6		9	4,3	81,8	39,3	9	8,49
	MR	Cala Murada	9	2,1		7	3,4	77,8	37,4	0	0,00
	SA	s'Algar	20	4,7		14	6,7	70,0	33,7	6	5,66
	CQ	Cala Barques	23	5,4		13	6,3	56,5	27,2	0	0,00
RT	Cala Serrat	50	11,7	51,28	47	22,6	94,0	45,2	47	44,34	
S Nord	CM	Cala Mitjana	12	2,8		3	1,4	25,0	12,0	0	0,00
	MQ	Cala Mesquida	19	4,4		4	1,9	21,1	10,1	0	0,00
	CG	Cala Gat	8	1,9	9,09	6	2,9	75,0	36,1	6	5,66
			429	100,00	100,00	208	100,00			106	100

Taula 4.7. Nombre de blocs mostrejats per àrees i sectors a l'illa de Mallorca, percentatges de blocs superiors a TF 1.000 i ubicats sobre àrees on no hi arriba l'onatge. (*) Blocs que es troben sobre penya-segats on no hi arriben les ones de tempestes.

4.6.1.1.- Sector Sud

Es caracteritzen morfomètricament 141 blocs situats sobre les terrasses litorals de 5 àrees d'estudi situades al S de Mallorca (Figura 4.15). La morfologia dominant dels penya-segats de la zona d'estudi es presenta com a plataformes tabulars de calcarenites miocenes on diferenciem dues grans unitats; eolianitas i calcàries arrecifals. La costa és escarpada i rectilínia, amb articulacions que corresponen a cales, on trobem sistemes platja-duna. Aquest litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 6,5 m amb un component dominant del SSW (Cañellas et al., 2007).

Una primera aproximació a la presència de blocs d'aquest sector fou realitzada per Bartel i Kelletat (2003), Kelletat (2005), Kelletat et al. (2005) i Scheffers et al. (2006), analitzant alguns blocs de cap Salines, cala'n Carbó i de la Colònia de St. Jordi, i atribuint alguns dels blocs analitzats a tsunamis, tant pels seus valors de TF superiors a 250, com per les formes d'imbricació

que presenten molts dels blocs a les àrees d'aquest Sector S. Femenias (2007) realitzà una anàlisi morfològic de 100 blocs de Ses Salines, aplicant les equacions de Nott (1997 i 2003b), arribant a la conclusió que per la seva morfometria, disposició i orientació eren possiblement blocs associats a tsunami. Posteriorment Corrales (2015) analitzà la batimetria de la costa de Ses Salines identificant agrupacions submergides que podien atribuir-se a cordons de blocs de tsunami. En una primera fase del present treball es realitzà l'anàlisi morfomètrica d'aquest mateix sector S, aplicant la morfometria a 141 blocs sense correcció, amb un resultat de 68 blocs amb $TF > 1.000$, i un valor mitjà per les 5 àrees de TF 3.335 (Roig-Munar et al., 2014).

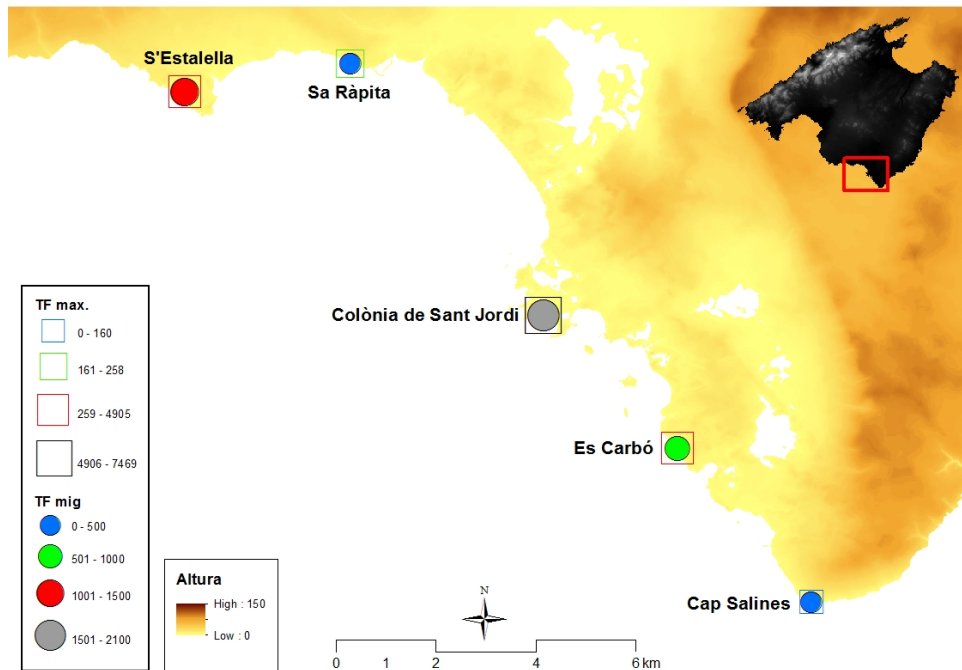


Figura 4.15. Ubicació de les cinc àrees mostrejades a la costa Sud de Mallorca amb representació del TF mig i màxim de cada àrea. Altura representada en m.

Es presenta l'anàlisi dels 141 blocs del sector S realitzat per Roig-Munar et al. (2014), però amb les correccions morfomètriques mitjançant triangulació, i que representen el 32,87% dels blocs analitzats a Mallorca (Taula 4.7), on el 16,35% superen el TF 1.000, i tan sols el 7,55% es troben sobre penya-segats més alts que les ones màximes registrades. El TF mig dels 141 blocs és de 810 i les seves mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 3,22 x 2,3 x 0,9 m, amb un pes mig de 4,65 T i situats a una alçada mitja de 4,2 m s.n.m. i a una distància mitja de 22 m de la cornisa del penya-segat. El nombre de blocs que superen el $TF > 1.000$ és de 34, un 50% menor que el treball realitzat sense la correcció volumètrica per triangulació (Roig-Munar et al., 2015). Els blocs superiors als $TF > 1.000$ presenten un TF mig de 2.232 (Figura 4.16), i les dimensions mitjanes dels eixos A, B i C són de 3,62 x 2,7 x 1 m, amb un pes mig de 12,89 T i situats a una alçada mitjana de 6 m s.n.m. i a una distància mitjana de 35 m de la cornisa del penya-segat.

Un cop calculat el $TF > 1.000$ obtenim dos sectors; ses Salines i sa Ràpita (Figura 4.15), que no presenten cap bloc amb aquests valors, descartant aquestes dues àrees com a zones mixtes o no tsunamítiques, i considerant-les únicament com àrees amb presència de blocs associats a tempestes. Es tracta de dues àrees associades a la tipologia de perfil 1 (Figura 4.5) on el grau d'arrodoniment dels blocs i les marques de fregament és notori, així com la presència de blocs amb restes de fauna a ses Salines. En el cas de ses Salines cal destacar la presència de blocs amb cocons predeposicionals i postdeposicionals d'ordre centimètric a les zones més allunyades de la línia de costa i la presència de diferents cordons imbricats, però on el seu TF no permet destriar-los com a blocs associats a tsunamis. Tot i no haver obtingut aquests valors no s'han de descartar els processos de retreballament constant dels blocs per part de les tempestes que sofreix aquest sector, i que poden haver afectat blocs que tenien inicialment un $TF > 1.000$.

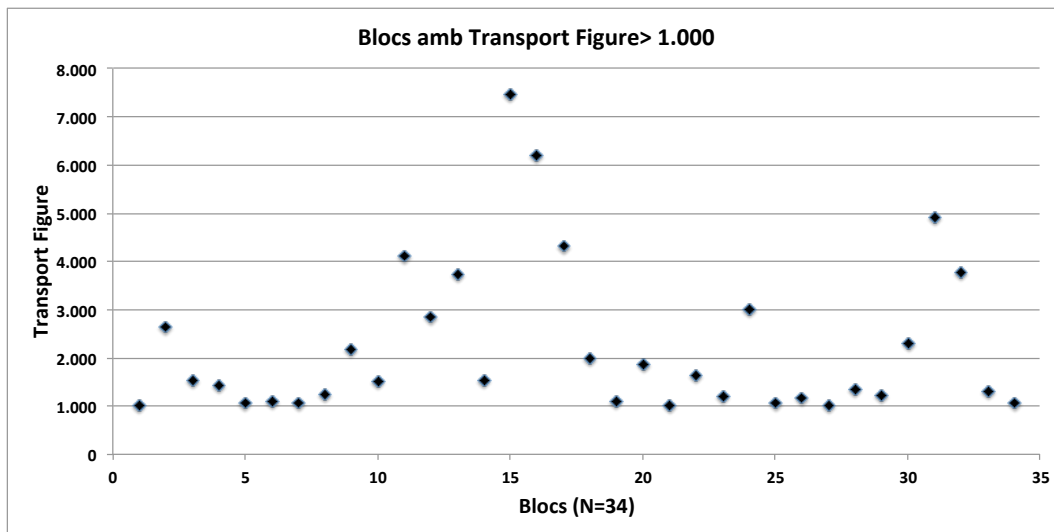


Figura 4.16. Representació de tots els blocs amb $TF > 1.000$ a la costa S de Mallorca.

Les àrees amb blocs superiors a $TF 1.000$ presenten uns percentatges baixos en relació amb el sector analitzat, obtenint valors del 7,7% en el cas de s'Estalella i del 4,3% en els casos d'es Carbó i de la Colònia de St. Jordi (Taula 4.7), tot i que si s'analitzen aquests percentatges per cada àrea els valors en el cas de la Colònia de St. Jordi són del 50%, i el 37,2 i 14,3% a s'Estalella i es Carbó respectivament (Taula 4.7). Per tant aquesta informació suggereix que es tracta de zones on hi actuen processos mixtes de tempesta i tsunami, amb possibles retreballaments periòdics de blocs tsunamítics per part de les tempestes. Aquesta interpretació es veu sustentada i afavorida pels tipus de perfils de tipologia 1 (Figura 4.5), pels indicis de marques de fregament sobre la costa i sobre els blocs, i pels trencaments dels blocs de majors dimensions que trobem a les tres àrees. Tot i trobar agrupacions de blocs imbricats i alguns trams amb cordons superposats a les parts més altes i llunyanes de la línia de costa, les àrees actualment estan sotmeses a processos de tempesta que actuen com a elements de modificació i retreballament d'aquells blocs existents amb $TF > 1.000$. Observem a la Figura 4.17 a i b la coexistència de diferents tipus de

blocs amb retreballament, impactes, trencament, arrabassament i trasllats, com indicava Mastronuzzi et al. (2007) a altres àrees del mediterrani oriental.



Figura 4.17 a i b. Alguns exemples de co-existència de blocs de tempesta (A) i blocs tsunàmics (B), i alguns blocs retreballats per tempestes sobre una mateixa àrea situada a 1,7 m s.n.m., es Carbó.

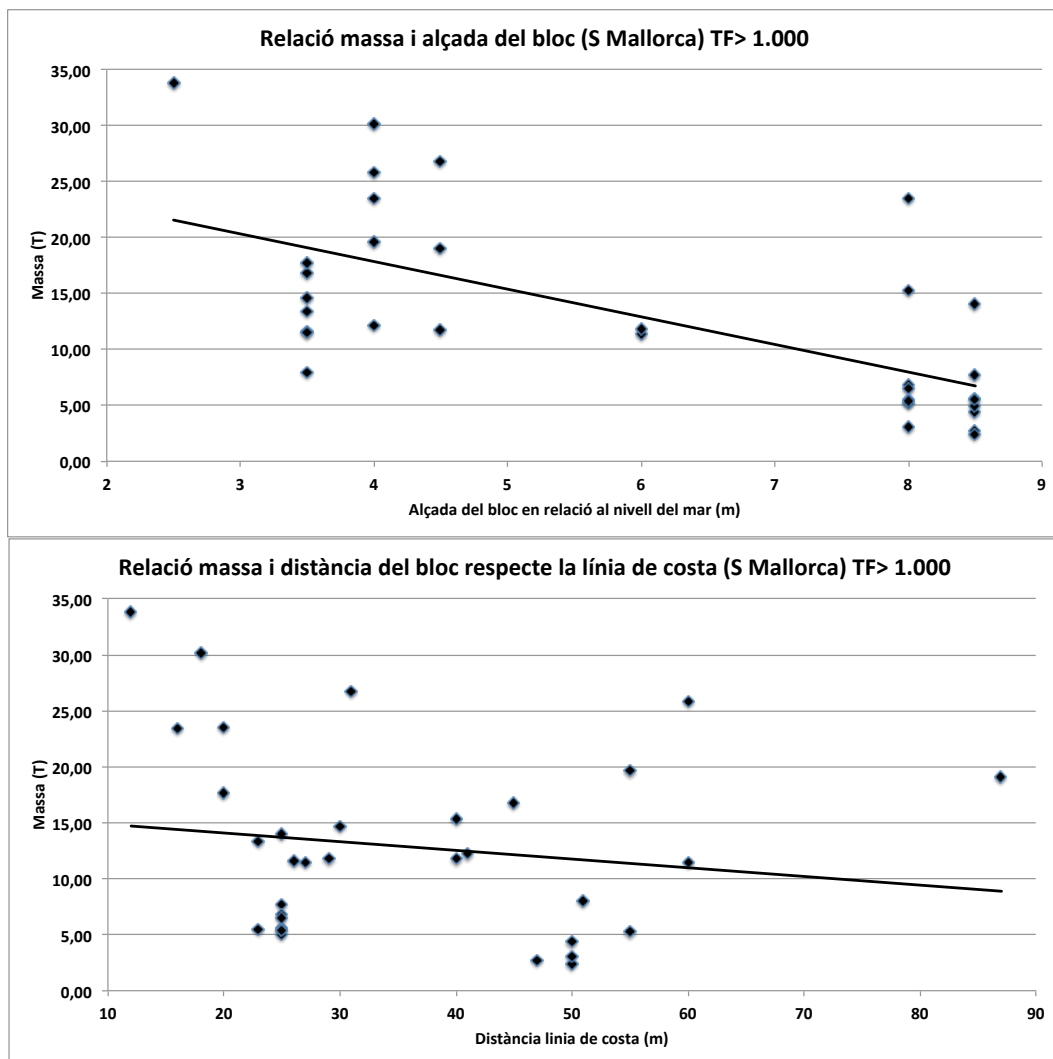


Figura 4.18 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

A la Figura 4.18 a i b es representa la distribució dels blocs amb $TF > 1.000$ en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar, i en funció del pes i de la seva distància a la costa. S'observa a la Figura 4.18 a que la major concentració de blocs se situa entre dues franges d'alçades dominants, entre 3,5 i 4,5 m i entre els 8 i 8,5 m s.n.m, amb valors mitjans de pes de 15,5 T en el primer cas, i de 5,5 T pel segon. Aquestes alçades es troben associades a les àrees d'es Carbó i la Colònia de Sant Jordi en el primer cas, mentre que en el segon pertanyen a s'Estalella i es troben per sobre de l'alçada d'ona màxima registrada. Pel que fa a la distància dels blocs (Figura 4.18 b) també es pot observar dues agrupacions de blocs dominants, una primera entorn als 25 m de la línia de costa i amb pesos mitjos de 7,3 T, i un segon grup al voltant dels 50 m i amb un pes mig de 4,5 T. Les orientacions dominants dels blocs d'aquestes 3 àrees és de 202° . Tot i no ser una orientació que ens indiqui les trajectòries tsunamítiques definides per Álvarez-Gómez et al. (2010), a Mallorca (Figura 2.17 i 2.20) s'han de tenir presents les possibles distorsions dels fluxos que pot generar l'arxipèlag de Cabrera, situat davant aquest sector S, així com la batimetria dominant i l'existència d'una pronunciada plataforma continental que pot afavorir una refracció important, generant el canvi de les direccions d'ona i fent-les perpendiculars a la plataforma continental. En aquest cas ens trobem davant els escenaris S-3 i S-6, i on les orientacions dels blocs s'assemblen a les simulacions realitzades per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011).

D'aquestes 3 àrees amb valors de $TF > 1.000$, s'ha escollit l'àrea amb presència de blocs ubicats sobre penya-segat superiors a l'altura màxima de l'onatge enregistrat. Aquesta àrea és un sector de s'Estalella (Figura 4.15) i representa el 100% dels blocs del sector amb $TF > 1.000$ ubicats sobre alçades superiors als onatges registrats. S'Estalella té un penya-segat de 7,5 m i és de tipologia 3 (Figura 4.7) a més de presentar cert extraplom per captació marina de cavitats. Destaquem que el sector de l'àrea de blocs analitzada no es troba associada a morfologies *flowout*, tot i la proximitat d'una d'aquestes formes associada a un petit caló amb erosions diferencials de voladissos (Figura 4.21 a) que podria fer pensar que alguns dels blocs han pogut ser impulsats i dipositats per l'onatge de tempesta.

Aquests blocs presenten un valor mitjà del TF de 1.052 i les seves mesures mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,74 x 2 x 0,9 m, amb un pes mitjà de 5,92 T, situats tots ells a una alçada de 8,5 m s.n.m. i a una distància mitja de 34 m de la cornisa del penya-segat. A la Figura 4.19 a s'observa que la major concentració d'aquests blocs és als 8,5 m d'alçada, amb un pes mitjà de 4,5 T. La major concentració es situa en dues àrees ben definides, entre 25 m i 50 m de distància de la cornisa, amb un pes mitjà de 5,1 i 2,2 T respectivament. Aquestes dues àrees es presenten en forma de petits cordons imbricats sobre el penya-segat, i per tant sense possibilitats de ser retreballats per onatges de tempesta. A aquests 8 blocs se'ls ha aplicat les fórmules de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge de tempesta (H_s) i de tsunami (H_t) necessària pel seu desplaçament baix dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes (Figura 2.24). Si a l'equació de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del

penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament de cada bloc baix aquests dos supòsits (Figura 4.20).

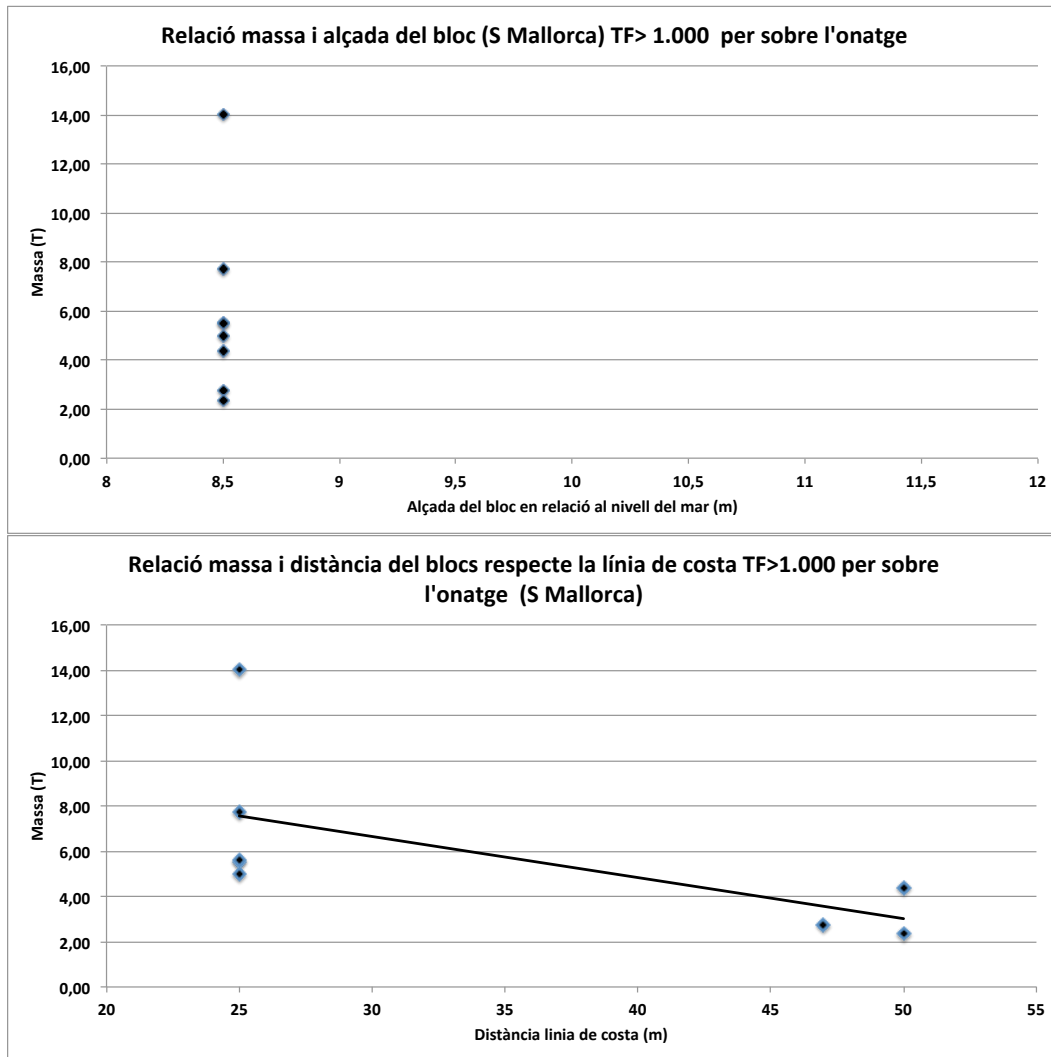


Figura 4.19 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

En el cas de blocs subaeris, és a dir, aquells que es troben sobre la plataforma (Figura 2.25), els valors de columna mitjana d'aigua pel seu desplaçament, en cas de tempestes, ha de ser 11,61 i 10,03 m sobre el bloc, segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament (Taula 4.8). En el cas de tsunamis els valors serien de 8,53 i 8,13 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012). S'observa que els fluxos necessaris pel desplaçament d'aquest blocs presenta poques variacions en el cas d'aquestes dues equacions. Els valors estimats per l'arrabassament de blocs (Figura 2.27) en cas de tempestes i tsunamis varien de l'ordre de metres en alguns casos, en el cas de tempestes els valors de la columna mitjana són de 26,78 m i 18,32 m en el cas de Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament, i de 12,32 i 10,21 m en el cas de les columnes d'aigua per tsunamis (Taula 4.8). L'orientació dominant d'aquest blocs és de 186°, que també pot coincidir amb les possibles refraccions esmentades anteriorment a aquest sector S (Figura 2.17 i 2.20).

Nott Arrabassament		Nott Subaeri		Engel Arrabassament		Engel subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
12,32	26,78	8,53	11,61	10,21	18,32	8,13	10,03

Taula 4.8. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària baix diferents supòsits de desplaçaments de blocs (arrabassament i subaeri) amb les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

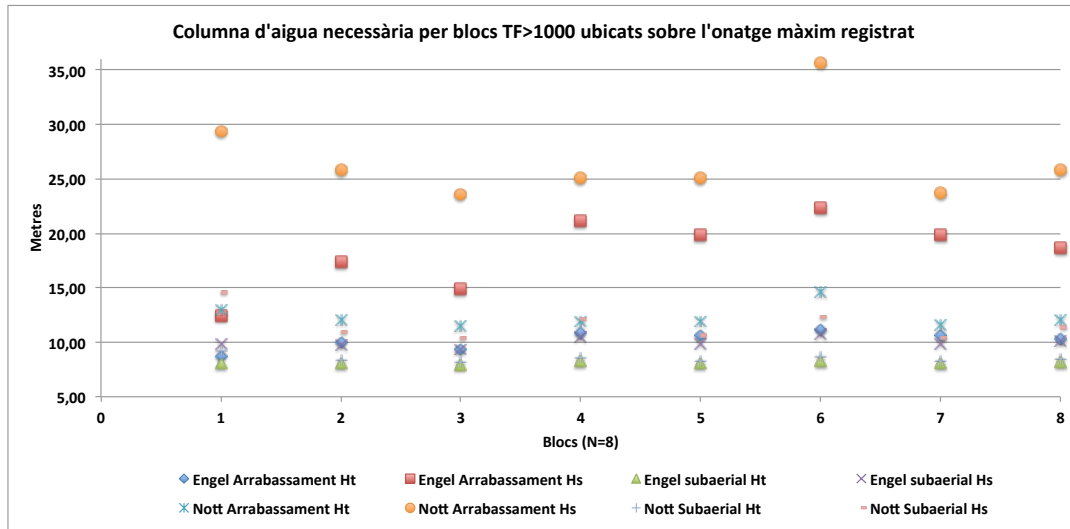


Figura 4.20. Columnes d'aigües necessàries, segons diferents supòsits i autors, per l'arrabassament i desplaçament de blocs baix els supòsits d'ones de tempesta i tsunami.



Figura 4.21 a i b. Exemples de blocs a s'Estalella ubicats sobre penya-segats superiors a l'onatge màxim registrat a la zona.

La Figura 4.20 representa les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament d'aquests blocs (Figura 4.21 a i b) baix diferents supòsits, on els valors Hs de tempesta per l'arrabassament ja ens informa que difícilment s'han donat tempestes amb columnes d'aigua d'aquestes magnituds que puguin afectar als blocs (Taula 4.8). En canvi els valors de la columna d'aigua per Hs de tempesta associat a blocs subaeris no és descartable, ja que el registres d'onatges són relativament recents, i els fluxos calculats en aquest sector de s'Estalella podrien correspondre a events extraordinaris de tempesta d'anys anteriors als registres. S'ha de destacar que els blocs arrabassats i/o desplaçats es troben intercalats entre capes amb nivells d'argiles. Possiblement

aquests nivells, han afavorit l'arrabassament d'aquests blocs superiors baix diferents supòsits de fluxos (Ht i Hs). Malgrat tot, la ubicació, la disposició de blocs, la presència de cocons pre i postdeposicionals d'ordre centimètric i la presència ben definida d'àrees font fa pensar més en tsunamis que no en tempestes degut als valors obtinguts en les columnes d'aigua Ht (Taula 4.8).

En conjunt, en aquest sector S s'ha de parlar d'àrees ben definides per l'onatge, com és el cas de ses Salines i sa Ràpita, àrees mixtes com cala'n Carbó, Colònia de St. Jordi i s'Estalella, i un sector de l'àrea d'aquest darrer amb penya-segats associats superiors a l'onatge incident on trobem blocs imbricats atribuïbles a tsunamis. Les orientacions dominants dels blocs a cada àrea reforcen les dades obtingudes per destriar àrees mixtes de retreballament d'àrees de tsunamis.

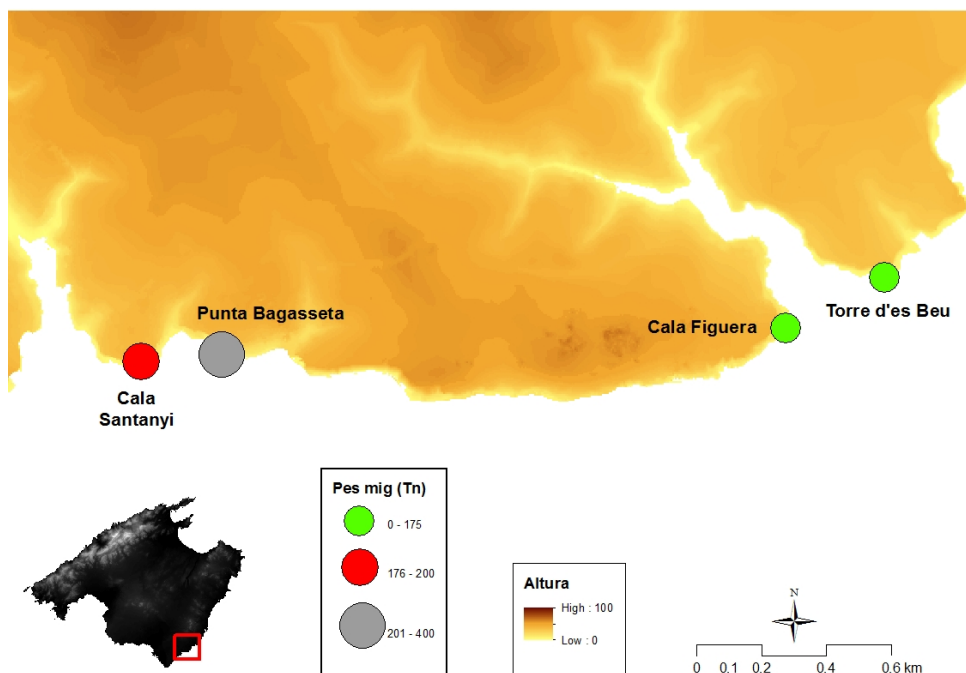


Figura 4.22. Ubicació de les quatre àrees mostrejades a la costa Sud de Mallorca amb domini de processos gravitacionals i amb representació del pes mig dels blocs (T). Altura representada en m.

4.6.1.2.- Sector Sud Gravitacional

Es caracteritzen morfomètricament 29 blocs situats sobre les terrasses litorals de 4 àrees d'estudi situades al S de Mallorca (Figura 4.22). Aquest sector ha estat escollit per presentar un gran nombre de blocs gravitacionals originats per desprendiments associats a penya-segats verticals, que dominen la plataforma o terrasses rocoses i que un cop caiguts han estat retreballats per grans ones. Aquests blocs ubicats sobre rases presenten aparentment un patró comú, la imbricació i l'orientació dels blocs. Les 4 àrees representen costes amb perfil vertical associats a una rasa d'abrasió heretada i responen a un tipus de costa específica molt comuna a les costes formades per materials carbonatats post-orogènics del Miocè Superior, que es troben entre cala Màrmols i cales de Manacor. Són costes compostes per un penya-segat de perfil vertical amb una rasa d'abrasió heretada a la seva base i pertanyen al perfil tipus 6 (Figura 4.10)

amb una alçada mitja de 4,1 m s.n.m. Balaguer et al. (2002) atribueixen els col·lapses gravitacionals i la deposició de blocs per desplom al retrocés del penya-segat per la fracturació, a la presència de balmes i voladissos (Figura 4.23 a), al règim de precipitacions i a l'acció de la mar i de l'esprai marí per l'activació de mecanismes que afavoreixen l'erosió microgranular.



Figura 4.23 a, b i c. Presència de balmes a les bases dels penya-segats amb blocs imbricats, i exemples de blocs imbricats sobre plataformes. A; cala Santanyí, B; Torre d'es Beu, i C; Punta Bassagueta.

Aquestes plataformes associades a la presència dels penya-segats verticals condicionen en gran mesura les trajectòries dels blocs terra endins, trobant processos d'erosió diferencial per copeig a les bases dels penya-segats, que faciliten també processos de desplom per descalçament de base. Aquest sector litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 7 m amb un component dominant del SE (Cañellas et al., 2007).

Degut a aquesta tipologia de costa i al domini dels processos descrits, l'equació sobre TF de Schefers i Kelletat (2003) per destriar blocs de tempesta i blocs de tsunami, no és vàlida ja que es treballa a zones amb dominis gravitacionals amb presència de blocs no afectats en la seva gènesi inicial per l'efecte de fluxos. Considerant que una vegada els blocs ja han caigut, aquests estan a disposició de l'onatge de grans magnituds, convertint-se en blocs subaeris. En aquest cas s'aplica la fórmula de TF, seguint la metodologia d'altres àrees, i tenir la referència de partida per

l'aplicació de les equacions associades a diferents paràmetres de blocs subaeris, ja que aquests estan dipositats clarament per processos de col·lapse (Balaguer, 2006), descartant en aquest cas l'arrabassament.

Nott (2003) Subaeri		Engel y May (2012) subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs
8,13	10,03	8,53	11,61

Taula 4.9. Mitjana de les columnes màximes d'aigua necessàries pel desplaçament de blocs subaeris sobre les rases litorals heretades.

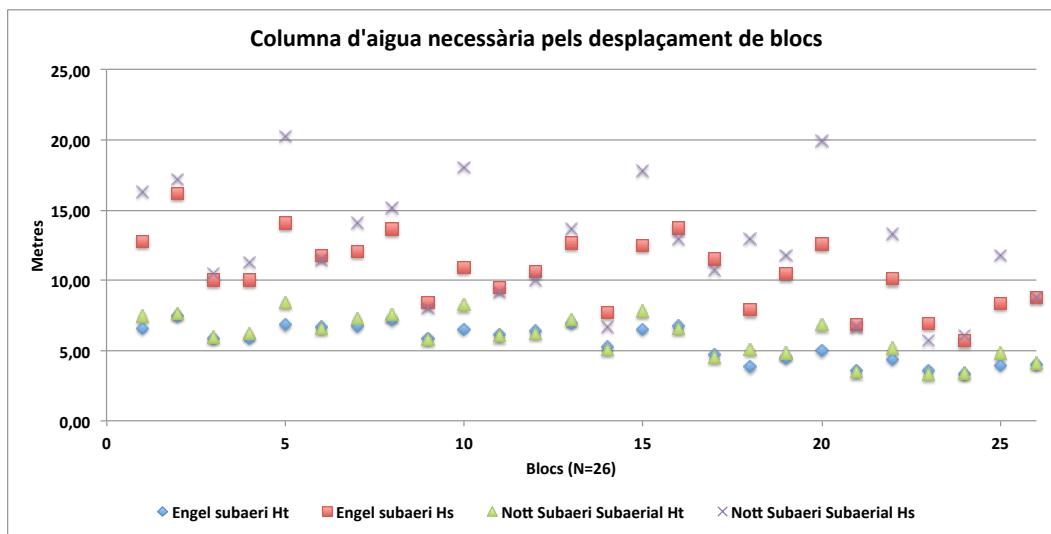


Figura 4.24. Columnes d'aigua necessàries pel desplaçament de blocs subaeris sobre rases litorals heretades.

Aplicant el $TF > 1.000$ destriem 26 dels 29 blocs analitzats. Degut a que es tracta de blocs de col·lapse no apliquem les fórmules de Ht i Hs de blocs submergits ni blocs d'arrabassament. S'apliquen sols les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012) pels casos de blocs subaeris, ja que els blocs mesurats es troben ubicats per desplom sobre plataformes, i s'obteniran els valors de les columnes d'aigua necessàries per la seva remobilització i/o desplaçament. Obtenim un TF mitjà de 14.065, on les mesures mitjanes dels eixos A, B i C són de 6,56 x 5,27 x 3,8 m, amb un pes mitjà de 235,63 T, situats a una alçada mitjana de 7,35 m s.n.m. i a una distància mitjana de 9,18 m de la cornisa del penya-segat. L'aplicació de les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012) per blocs subaeris, i amb el sumatori de l'alçada real del penya-segat d'on es troben ubicats els blocs (Roig-Munar et al., 2015) indica la columna d'aigua necessària per la remobilització d'aquests blocs de grans dimensions baix el supòsit de remobilització subaèria (Taula 4.9). Els valors de columna d'aigua mitjana pel seu desplaçament, en cas de tempestes (Hs) ha de ser 10,03 i 11,61 m sobre el bloc, en els casos de Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament. En el cas de tsunamis (Ht), els valors són de 8,13 i 8,53 m, segons Nott (2003b), i Engel i May (2012) respectivament. S'observa a la Figura 4.24, que els fluxos necessaris pel desplaçament d'aquests blocs presenten poques variacions en el cas d'aquestes dues equacions,

on els valors estimats pel desplaçament de blocs en alguns casos assoleixen columnes d'aigua superiors als 15 m, en funció del pes d'aquest blocs. Les dades obtingudes fan pensar més aviat en fluxos de tsunamis que no en fluxos de tempesta, especialment amb els valors obtinguts en Hs de tempesta, tot i que no es descarta la influència de tempestes sobre les 4 rasses litorals, ja que presenten marques d'impactes de rocam de petit ordre, així com acumulats de rocam subarrodonat de petites mides a la base de les balmes (Figura 4.23 a).

L'orientació dominant d'aquests blocs, molts d'ells imbricats tot i les seves dimensions i pesos (Figura 4.23 b i c), és de 163° , indicant les possibles trajectòries tsunamítiques definides per Roger i Hébert (2008) al S de Mallorca (Figura 2.14), i les trajectòries S-3, S-5, S-6, S-8 i S-9 definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) també a n'aquest sector S (Figura 2.17 i 2.20). Cal destacar que les orientacions dominants de l'onatge en aquest sector són d'orientació SE (135°) i l'onatge incident sobre els penya-segats és evident degut a la presència de marques de fregaments i impactes, tot i que és més probable que l'onatge afecti tan sols als blocs de petit tamany, ja que s'observa que els blocs associats a les bases erosionades per colpeig dels penya-segats verticals sobre la plataforma també presenten imbricació i arrodoniment (Figura 4.23 a).

4.6.1.3.- Sector Est

Es caracteritzen morfomètricament 220 blocs situats sobre les terrasses litorals i penya-segats de 8 àrees d'estudi situades a l'E de Mallorca (Figura 4.25). El marc estructural de la costa E de Mallorca es conforma com una plataforma del Miocè superior, on la línia de costa destaca per la presència de penya-segats verticals amb un ampli ventall d'altures i aterrossaments interromputs per cales encaixades. La litologia dominant d'aquests penya-segats està formada per calcàries d'esculls. Aquest sector litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat per una alçada màxima d'onades de 7,5 m amb un component dominant del SSE-SE (Cañellas et al., 2007).

En la primera fase d'aquest estudi (Roig-Munar et al., 2015) es realitzà una aproximació morfomètrica a la presència de blocs d'aquest sector, avaluant els blocs ubicats a cotes superiors a les alçades d'ones registrades a 4 àrees (caló d'es Serrat, s'Algar, cala sa Nau i cala Serena) i amb l'anàlisi de 79 blocs, on ja s'atribuïren blocs a fenòmens de tsunami. L'anàlisi va ser realitzat amb les correccions morfomètriques i l'aplicació de les fórmules de Nott (2003b) i Engel i May (2012) i el sumatori d'alçades reals dels penya-segats litorals, obtenint la columna d'aigua necessària per la mobilització baix diferents supòsits. En aquest apartat es presenta l'estudi del sector ampliat i revisat, escollint diferents sectors per alçades de penya-segat analitzats a cada àrea, i ampliant de 4 a 6 les àrees on trobem blocs sobre la cota màxima de l'onatge. Els 220 blocs analitzats del sector E (Figura 4.25) representen el 51,28% dels blocs analitzats a Mallorca (Taula 4.7), on el 77,4% (161 blocs) superen el TF 1.000, i el 44,23% d'aquests es troben sobre penya-segats més alts que les alçades de les ones màximes registrades (7,5 m s.n.m.).

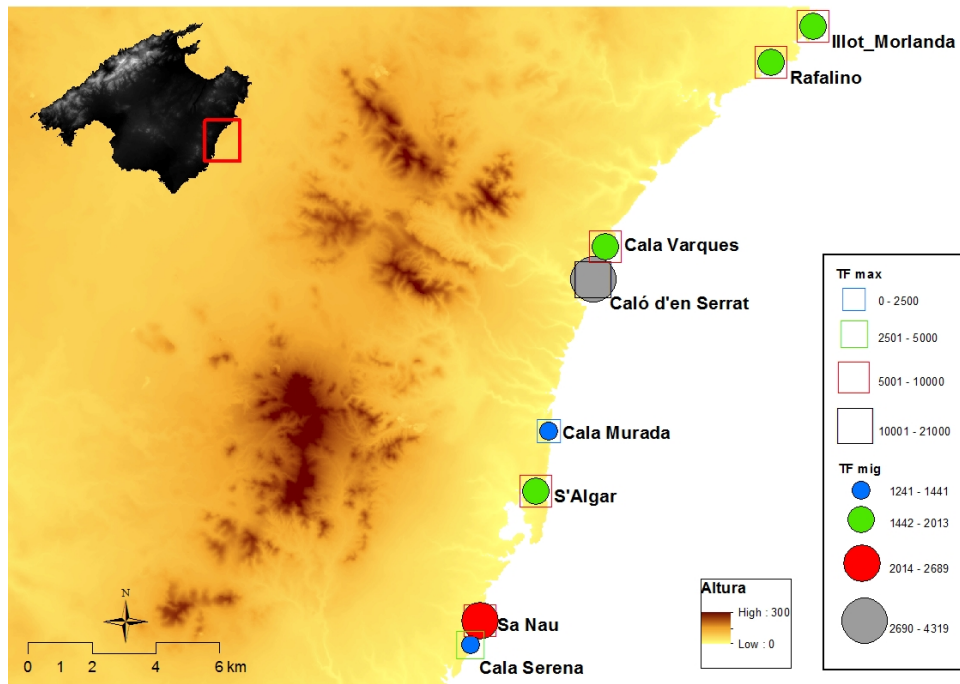


Figura 4.25. Ubicació de les vuit àrees mostrejades a la costa Est de Mallorca amb representació del TF>1.000 Mig i màxim de cada àrea. Altura representada en m.

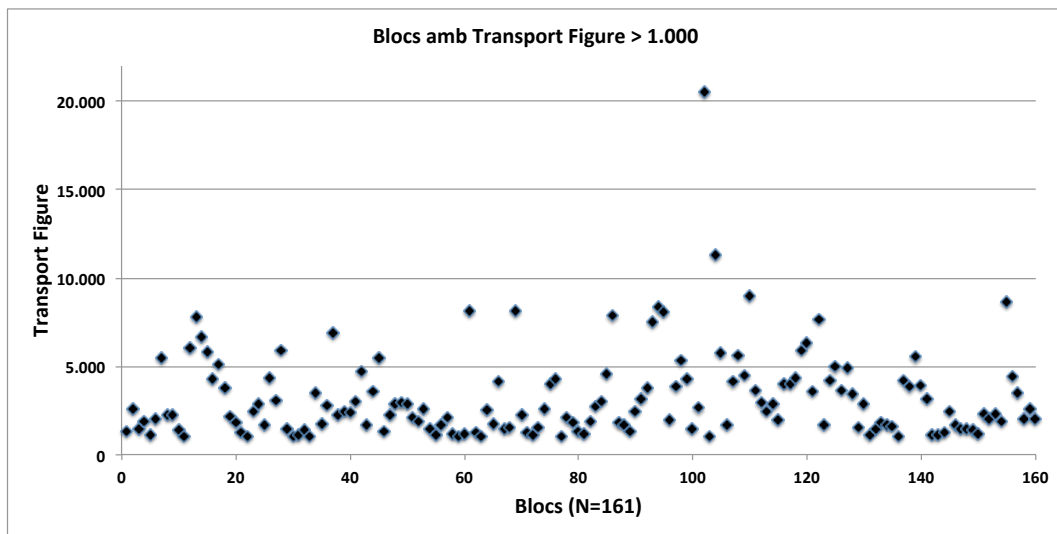


Figura 4.26. Representació de tots els blocs amb TF>1.000 a la costa E de Mallorca.

El TF mitjà dels 220 blocs és de 2.824 i les seves mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,73 x 2,01 x 1 m, amb un pes mitjà de 8,34 T, i estan situats a una alçada mitjana de 10,1 m s.n.m. i a una distància mitjana de 30,2 m de la cornisa del penya-segat. Els blocs amb TF>1.000 són 161 i el seu valor mitjà és de 3.199 (Figura 4.26), les mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,83 x 2,16 x 1,02 m, amb un pes mitjà de 9,50 T i situats a una alçada mitjana de 10,8 m s.n.m. i a una distància mitjana de 34,2 m de la cornisa del penya-segat. S'observa que la mitjana d'alçada d'aquests blocs ja supera amb escreix els 7,5 m d'onatges màxims registrats. Les vuit àrees analitzades corresponen als perfils tipus 2, 3 i 4 (Figures 4.6, 4.7 i 4.8), tots ells verticals i alguns parcialment extraplomats als seus penya-segats.

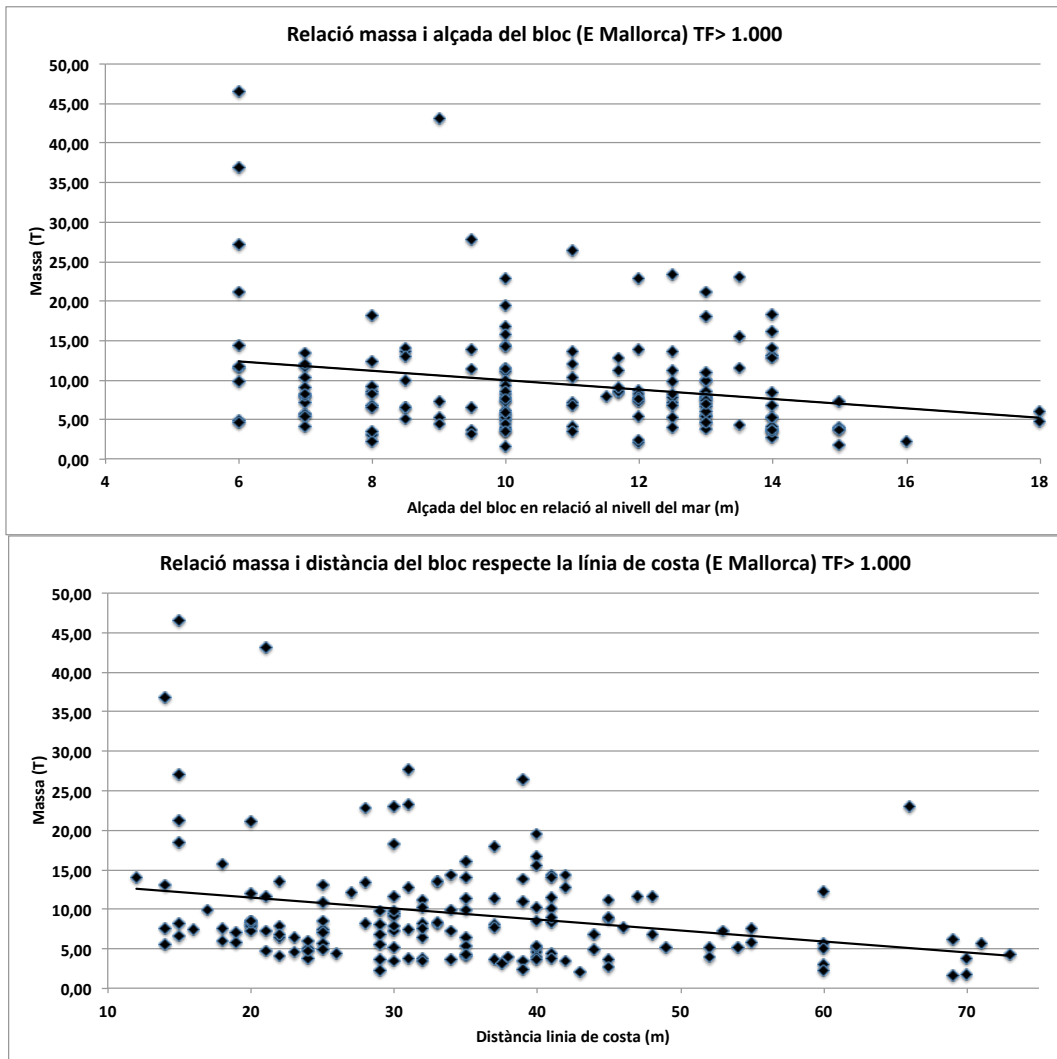


Figura 4.27 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

A la Figura 4.25 s'observen els valors de TF>1.000 mitjans i màxims a cada àrea, i a la Taula 4.7 s'observen els percentatges per blocs superiors a TF 1.000 en el conjunt del sector, destacant el caló d'es Serrat i cala Rafalino sobre la resta d'àrees, amb percentatges de 22,6 i 23,6% respectivament, mentre que la resta d'àrees no assoleixen el 10% com a valor màxim en el conjunt de blocs superiors a TF 1.000. Si apliquem percentatges de cadascuna de les 8 àrees obtenim que els blocs superiors a TF 1.000 presenten un promig per àrea de 69,8% dels blocs mesurats, destacant el caló d'es Serrat, sa Nau, cala Murada i caló d'en Rafalino (Taula 4.7, Figura 4.25).

A la Figura 4.27 a i b es representa la distribució dels blocs amb TF>1.000 en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar, i del seu pes i la seva distància a la costa. S'observa a la Figura 4.27 a que la major concentració de blocs se situa entre quatre franges d'alçades dominants, entre 7 i 8 m, una franja molt marcada als 10 m, i dues franges de menor ordre entre els 12 i els 14 m s.n.m, amb valors mitjans d'alçada de 10,7 m. Aquests blocs presenten un pes mitjà de 9,5 T, agrupant-se la major part d'ells entre els valors de 5 i 10 T.

S'observa que l'alçada mitjana dels blocs, 10,8 m, es troba per sobre la incidència del màxim onatge registrat, corresponent als perfils 3 i 4. Pel que fa a la distància dels blocs (Figura 4.27 b) també podem observar tres agrupacions de blocs dominants, tot i que presenten certa continuïtat. Aquestes agrupacions es troben entre els 19 i 25 m de la línia de costa, entre els 29 i 31, i entre els 39 i 40 m de la cornisa, presentant una distància mitjana per tots els blocs una distància de 34 m. S'observa que les tres agrupacions de blocs presenten pesos mitjans de 9,2 8,5 i 5,1 T, que minven a mesura que s'allunyen de la cornisa del penya-segat.



Figura 4.28 a i b. Exemples de blocs arrodonits i subarrodonits associats a perfils de tipus 2. A; cala Murada i B; s'Illot-Morlanda.

Tot i que aquests valors de $TF > 1.000$ són força alts per destriar fluxos de tsunami i tempestes, segons Roig-Munar et al. (2014), cal destacar les àrees de cala Murada, cala Barques i un sector associat al perfil de tipus 2 a l'àrea d'Illot-Morlanda, amb valors mitjans de TF 1.722, 2.510 i 3.329 respectivament (Figura 4.25) i amb perfils de tipologia 2 (Figura 4.6), on hi trobem blocs arrodonits i subarrodonits sobre plataformes associades a penya-segats d'entorn els 4,5 m s.n.m i d'uns 35 m d'amplada (Figura 28 a i b). Aquestes àrees presenten petites marques de fregaments i impactes a les seves rasses que definim com àrees font dels blocs analitzats. Pel que fa a la resta d'àrees amb perfils de tipologia 3 (Figura 4.4.7) cap dels blocs analitzats presenten arrodoniment i subarrodoniment, i les marques d'impacte i de fregament no s'aprecien.

	Nott (2003) Subaeri		Engel y May (2012) subaeri	
	Ht	Hs	Ht	Hs
Cala Murada	5,61	8,91	5,12	6,96
Cala Barques	7,76	6,6	3,18	5,22
Illot-Morlanda	7,77	11,38	7,27	9,36

Taula 4.10. Mitjana de les columnes màximes d'aigua necessàries pel desplaçament de blocs subaeris sobre les rases litorals de cala Morlanda, cala Barques i s'Illot-Morlanda (Figura 4.25).

A la Taula 4.10 s'observen els valors necessaris pel desplaçament de blocs subaeris amb l'aplicació de les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012) i amb el sumatori de l'alçada del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015), ja que els blocs mesurats presenten un elevat grau

d'arrodoniment i es troben sobre plataformes força retreballades i amb nombrosos impactes. Aquestes tres àrees no presenten formes *flowout* que afavoreixen la canalització de fluxos ni la presència de morfologies arrodonides. En el cas dels valors mitjans de columna d'aigua, tan per Ht com per Hs, pot tractar-se de blocs prèviament arrabassats per tsunamis i posteriorment retreballats per tempestes, ja que les columnes d'aigua mitjanes calculades en tots els casos poden afectar aquests blocs. En cas d'aplicar les equacions d'aquests autors en casos de blocs delimitats per juntes, tot i no ser el cas per la morfologia d'aquests, s'obtenen mitjanes de columnes d'aigua de 21,38 i 18,45 m per Nott (2003b), i Engel i May (2012) respectivament.

Les orientacions dominants dels blocs en aquest sector E és de 134°, molts d'ells imbricats sobre els propis blocs o sobre terrasses de denudació, que indica les possibles trajectòries tsunamítiques definides per Roger i Herbert (2008) a l'E de Mallorca (Figura 2.14), i les trajectòries S-3, S-5, S-6, S-8 i S-9 també definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) a aquest sector E (Figura 2.17 i 2.20). Consultant les dades de Cañellas et al. (2007), on caracteritza la zona amb una alçada màxima d'onades de 7,5 m amb un component dominant del SSE-SE (157°/135°) podem dir que estem en una zona mixta on els volums dels blocs mesurats corresponen a àrees fonts de les pròpies cornises, possiblement per l'arrabassament, i actualment s'estan retreballant per tempestes molt freqüents.

D'aquestes 8 àrees amb valors de $TF > 1.000$ seguint els criteris proposats per Roig-Munar et al. (2015), s'han escollit les àrees amb presència de blocs ubicats sobre alçades de penya-segat superiors a l'altura màxima de l'onatge registrat, són 6 àrees amb el 44,2% dels blocs superiors a $TF > 1.000$ d'aquest sector. S'observa a la Taula 4.7 que dues àrees queden per sota d'aquesta classificació, Cala Murada i Cala Barques, les dues de perfil 2 i amb presència de blocs subarrodonits, tot i presentar valors alts de TF. Els blocs associats a penya-segats superiors a l'alçada de l'onatge estan associats a perfils de tipus 3 i 4, ja sigui per la totalitat de l'àrea analitzada o bé per la sectorialització de tipus de penya-segats dins una mateixa àrea, com és el cas de s'Algar i s'Illot-Morlanda. El nombre de blocs amb $TF > 1.000$ ubicats sobre l'onatge màxim registrat és de 92, 19 blocs més que en la primera fase de treball (Roig-Munar et al., 2015). Això és degut a que s'utilitzaren les mitjanes d'alçades de penya-segat de cada una de les àrees. En aquest cas es realitza una sectorialització de les àrees de s'Algar, s'Illot-Morlanda i es caló de Rafalino per destriar les mitjanes i aportar dades més reals dels penya-segats associats als blocs. Aquests blocs presenten un TF mitjà de 4.006 i les mesures mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,85 x 2,06 x 1,10 m, amb un pes mitjà de 9,93 T, situats tots ells a una alçada de 12,2 m s.n.m. i a una distància mitjana de 34,5 m de la cornisa del penya-segat.

A la Figura 4.29 a s'observa que la major concentració d'aquests blocs és als 11,3 m d'alçada, i amb un pes mitjà de 9,7 T. La concentració de blocs es troba distribuïda entre les cotes 8 i 16, amb una concentració sobre la cota de 10 m. s.n.m, tot i que entre els 12 i 14 m trobem alguns blocs corresponents al caló d'en Serrat. A la Figura 4.29 b s'observen les distribucions de blocs en

funció a la distància de la línia de costa, amb una mitjana de 34 m des de la cornisa del penya-segat, i amb una concentració de blocs entre els 25 i 42 m. Destacar que de les 6 àrees analitzades en totes elles es poden diferenciar les àrees font de denudació associades a les cornises dels penya-segats, on els blocs corresponen a les potències d'aquestes denudacions. La majoria dels blocs presenten imbricació, ja sigui entre petites agrupacions de blocs, sobre esglaonaments, o bé donant lloc a cordons imbricats, com és el cas del caló d'en Serrat. A aquestes 6 àrees (92 blocs) se'ls ha aplicat les fórmules de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge (Hs) i de tsunami (Ht) necessària pel seu desplaçament baix dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes, ja que degut a la morfologia de la costa (alçada del penya-segat i batimetria) és força impensable la sortida de blocs submergits. Si a l'equació de Nott (2003b), i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les mitges de columnes d'aigua necessàries pel desplaçaments de cada bloc baix aquests dos supòsits (Taula 4.11 i Figura 4.30).

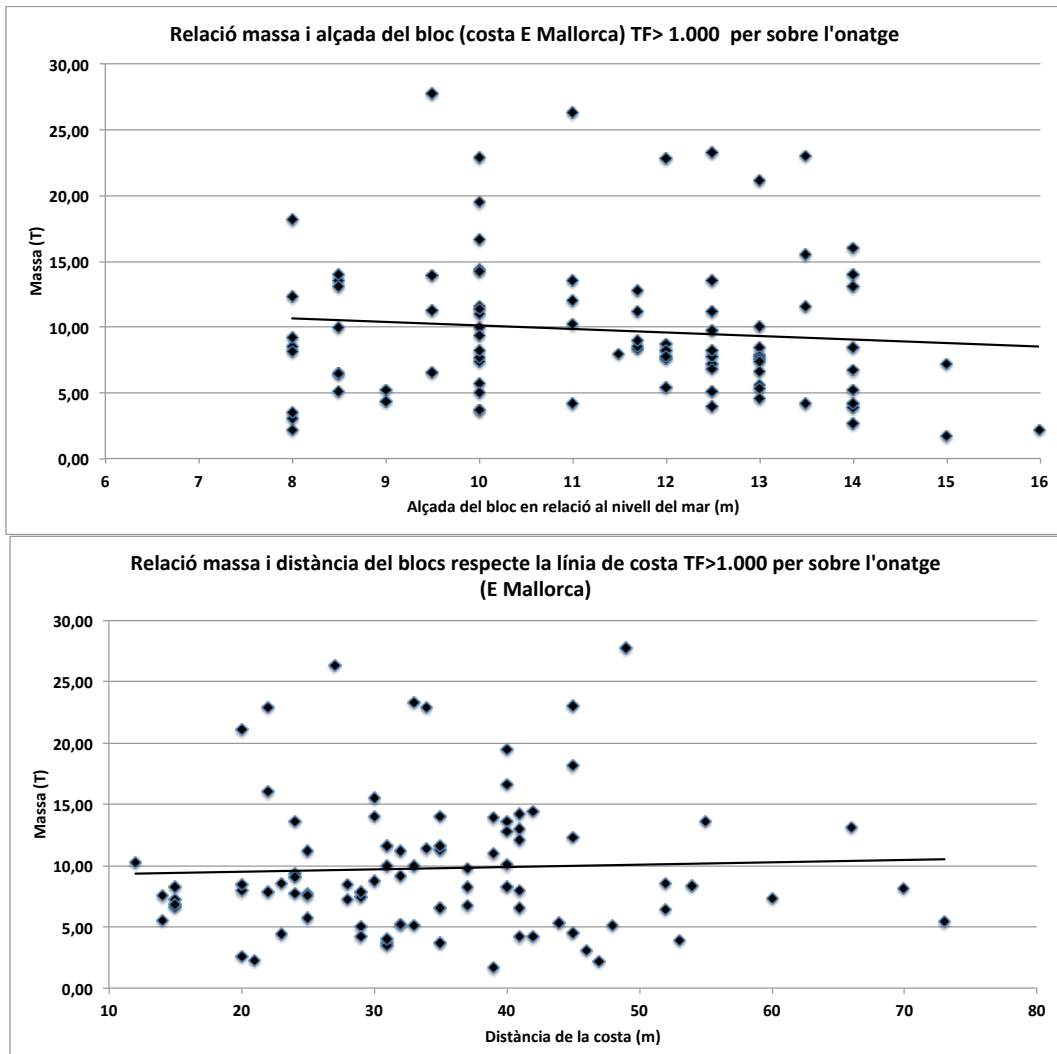


Figura 4.29 a i b. Distribució de blocs amb $TF > 1.000$ ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

Nott (2003) Arrabassament		Nott (2003) Subaeri		Engel i May (2012) Arrabassament		Engel i May (2012) Subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
14,34	29,40	10,26	13,08	12,81	23,28	9,97	11,94

Taula 4.11. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària baix diferents supòsits de desplaçaments de blocs (arrabassament i subaeri) amb les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

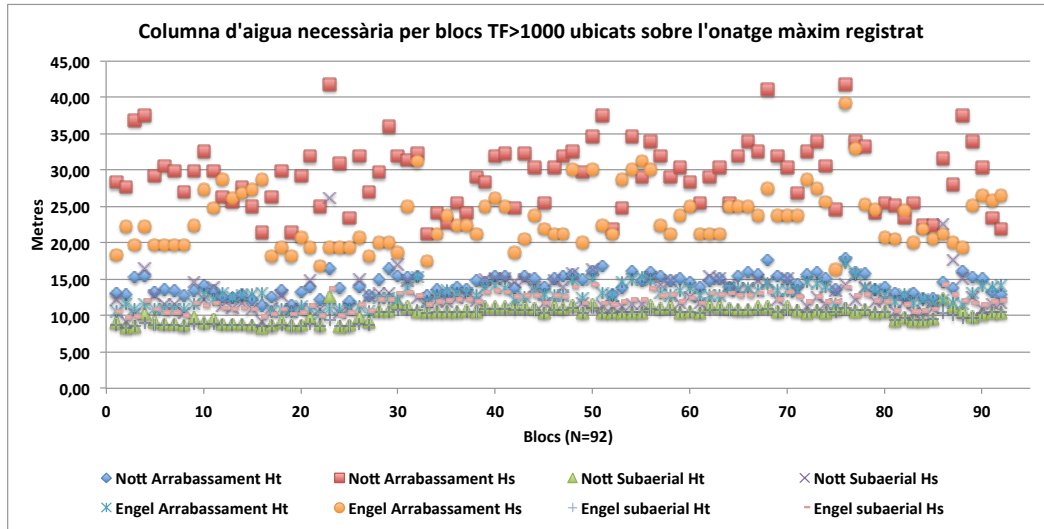


Figura 4.30. Columnes d'aigua necessàries, segons diferents supòsits i autors, pel arrabassament i desplaçament de blocs baix els supòsits de tempesta i tsunami.

En els valors estimats de la columna d'aigua per l'arrabassament de blocs en cas de tempestes (Hs) i tsunamis (Ht) aquestes alçades varien en metres en alguns casos, en funció de l'autor. En el cas de tempestes els valors mitjans de la columna d'aigua són de 29,40 m i 23,28 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament, i de 14,34 i 12,81 m en el cas de les columnes d'aigua per tsunamis (Taula 4.11). En el cas de blocs subaeris, és a dir, aquells que es troben sobre la plataforma, els valors mitjans de la columna d'aigua pel seu desplaçament, en cas de tempestes ha de ser 13,08 i 11,94 m sobre el bloc, segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament (Taula 4.11). En el cas de tsunamis els valors serien de 10,26 i 9,97 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012). S'observa que els fluxos necessaris pel desplaçament d'aquest blocs presenten poques variacions en el cas d'aquestes dues equacions.

A la Figura 4.30 observem les columnes d'aigua per cada bloc, on s'aprecia que els blocs Hs i Ht d'arrabassament, que és la morfometria corresponent a la majoria de blocs que trobem a les àrees, han de menester columnes d'aigua molt elevades i que no corresponen a cap tempesta enregistrada i coneguda al mediterrani occidental. Les tipologies de penya-segats d'aquestes sis àrees, tipologia 3 i 4 (Figures 4.7 i 4.8), superiors a les alçades d'onatges registrats (7,5 m s.n.m.), permeten poder parlar de blocs clarament associats a tsunamis, ja que l'alçada dels blocs, la seva morfometria i la relació de les seves potències amb àrees font de denudació, més les columnes d'aigua necessàries per la seva remobilització, en cas de blocs subaeris, o el seu arrabassament, en cas de blocs delimitats per juntes, fa pensar en tsunamis, ja que les columnes d'aigua

necessàries en cas de Hs superen amb escreix les cornises dels penya-segats (Taula 4.11 i Figura 4.31).



Figura 4.31 a i b. Exemples de penya-segats amb extraploms per capturació de cavitats litorals; A: s'Algar, B: caló d'en Serrat, corresponents a la tipologia de perfil 4.

Les orientacions dominants d'aquest blocs ubicats sobre plataformes on no hi arriba l'onatge és de 119° , coincidint també amb les possibles refraccions esmentades anteriorment en el sector gravitacional, i indicant també les possibles trajectòries tsunamíques definides per Roger i Hérbert (2008) a l'E de Mallorca (Figura 2.14), i les trajectòries S- 3, S-5, S-6, S-8 i S-9 definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) també a aquest mateix sector E (Figura 2.17 i 2.20).

4.6.1.4.- Sector Nord

Es caracteritzen morfomètricament 39 blocs situats sobre les terrasses litorals de 3 àrees d'estudi situades al N de Mallorca (Figura 4.32), on la morfologia dels penya-segats analitzats és de dues tipologies. Per una banda tenim dues àrees dominades per rampes de dunes fòssils de materials eolianítics adossades als penya-segats dels Cretaci, cala Mitjana i cala Mesquida, amb penya-segats de tipologia 1 (Figura 4.5), mentre que cala Gat és un petit sortint de materials del Juràssic amb un penya-segat vertical de tipologia 3 (Figura 4.7). La costa d'aquest sector és escarpada amb articulacions que corresponen a cales. Aquest litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 7 m, i amb un component dominant del N-NNE (Cañellas et al., 2007). Una primera aproximació a la presència de blocs d'aquest sector fou realitzada per Bartel i Kelletat (2003), analitzant alguns blocs de la Península de Llevant, entre ells els de Cala Mesquida, cala Estreta i cala Gat, i atribuint alguns dels blocs analitzats a tsunamis, tant pels valors de $TF > 250$ com per les formes d'imbricació que presenten molts dels blocs trobats a les àrees d'aquests sectors. Tot i així cal fer esment que molts dels blocs que descriuen i representen els autors al seu treball presenten clars símptomes d'arrodoniment, especialment aquells ubicats al fons de cala Estreta, inferiors a $TF 250$ i atribuïbles, segons els criteris d'aquest treball, a acumulacions de tempesta de fons de cala,

afavorits per la presència de balmes i voladissos que trobem al llarg dels entrats de la cala i que donen lloc a processos gravitacionals de blocs.

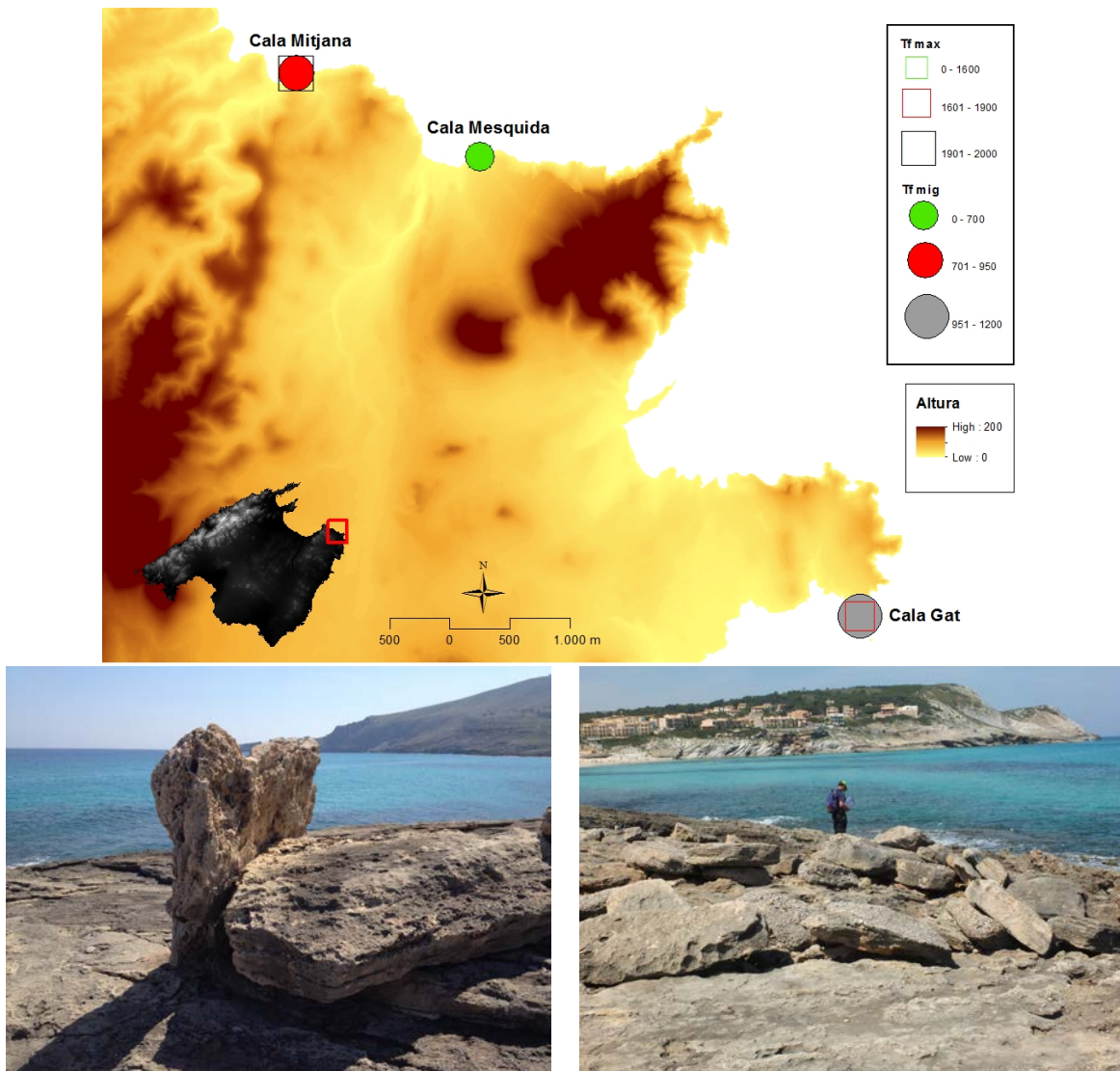


Figura 4.32. Ubicació de les tres àrees mostrejades a la costa Nord de Mallorca amb representació del TF mitjà i màxim de cada àrea. Altura representada en m. Exemples de blocs d'evolianites a Cala Mitjana i cala Mesquida.

Es presenta l'anàlisi dels blocs analitzats del sector N, que representen el 9,09% dels blocs analitzats a Mallorca (Taula 4.7), on el 4,3% superen el TF 1.000 i tan sols el 5,66% es troben sobre penya-segats més alts que les ones màximes registrades, com és el cas de cala Gat. El TF mitjà dels 39 blocs és de 834 i les seves mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,97 x 2,2 x 0,8 m, amb un pes mitjà de 6,05 T i situats a una alçada mitjana de 7,1 m s.n.m. i a una distància mitjana de 23 m de la cornisa del penya-segat. El nombre de blocs que superen el TF > 1.000 és de 14, que representa el 5,65% dels blocs del sector (Taula 4.7). Els blocs superiors al TF > 1.000 presenten un valor mitjà de TF 1.437 (Figura 4.33) i les seves dimensions mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,64 x 1,9 x 0,9 m, amb un pes mitjà de 6,66 T situats a una alçada mitjana de 9,4 m s.n.m. i a una distància mitjana de 32 m de la cornisa del penya-segat.

Un cop aplicat el $TF > 1.000$, tant els seus valors mitjans com màxims (Figura 4.32), obtenim dos sectors, cala Mitjana i cala Mesquida, on els percentatges de blocs superiors no arriba al 2% (Taula 4.7) i on hi dominen blocs de tempesta. Es tracta de dues àrees associades a la tipologia de perfil 1 (Figura 4.5) on el grau de subarrodoniment d'alguns blocs i les marques de fregament és notori. En el dos casos cal destacar la presència de cocons postdeposicionals d'ordre centimètric a les zones més allunyades de la línia de costa. La morfometria de l'àrea i la tipologia del perfil ens indica que es tracta de zones on hi actuen processos mixtes de tempesta i tsunami, amb possibles retreballaments de blocs tsunamítics per part de les tempestes. Tot i trobar agrupacions de blocs imbricats, tots ells d'eolianites, les àrees actualment estan sotmeses a processos de tempesta que actuen com a elements de modificació i retreballament d'aquells blocs existents amb $TF > 1.000$.

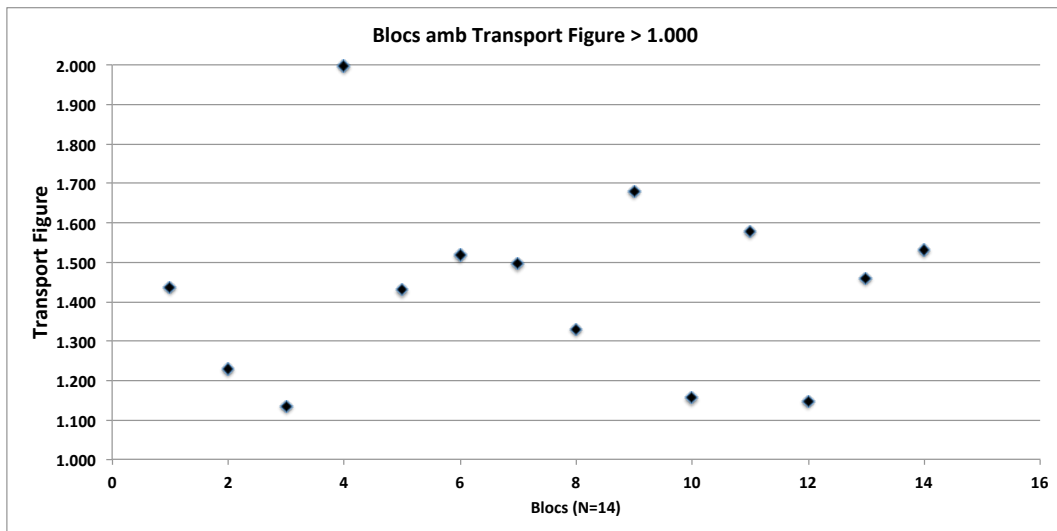


Figura 4.33. Representació de tots els blocs amb $TF > 1.000$ a la costa N de Mallorca.

A la Figura 4.34 a i b es representa la distribució dels blocs amb $TF > 1.000$ en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar i de la seva distància a la costa. Observem la Figura 4.34 a que la major concentració de blocs se situa entre dues franges d'alçades dominants, entre els 8 i els 10 m s.n.m, amb valors mitjans de pes de 5,6 T en el primer cas i de 3,5 T pel segon. Aquestes alçades es troben associades a les àrees del perfil 1, cala Mitjana i cala Mesquida en el primer cas, mentre que en el segon pertanyen a cala Gat, que es troben per sobre de l'alçada d'ona dominant. Pel que fa a la distància dels blocs (Figura 4.34 b) també podem observar una agrupació dominant, entre els 35 i 40 m de la línia de costa, amb pesos mitjans de 4,5 T, mentre que la resta de blocs presenten força distribució.

Les orientacions dominants d'aquests blocs és de 36° , mesures realitzades a cala Mitjana i cala Mesquida, ja que la disposició dels blocs de cala Gat no permetia realitzar aquestes mesures. Es tracta d'una orientació mitjana que indica les trajectòries tsunamítics distorsionades pel seu

impacte a la costa E de Mallorca i SE de Menorca que afecta a aquest sector N per la refracció al canal de Menorca, i definides per Álvarez-Gómez et al (2010) a Mallorca (Figura 2.17 i 2.20).

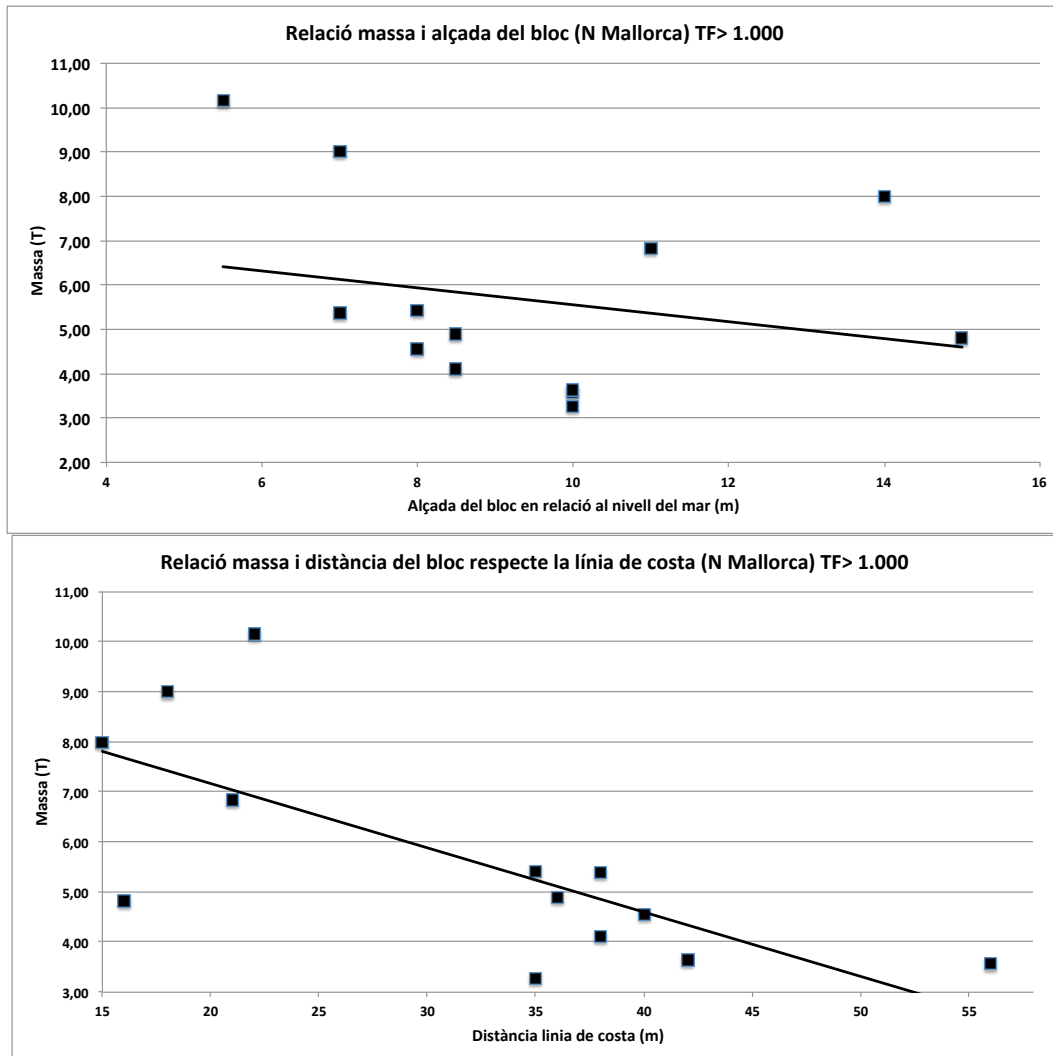


Figura 4.34 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

En aquest cas ens trobem davant possibles trajectòries tsunàmiques definides per Roger i Herbert (2008) al S i N de Mallorca (Figura 2.14), i que afectarien aquest sector N, i l'escenari S-3, S-5, S-6 i S-8, i on les orientacions dels blocs són compatibles amb les simulacions realitzades per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011). Si prenem els valors de les orientacions dominants dels blocs amb TF>1.000 de cala Mitjana i cala Mesquida obtenim orientacions de 54° i 26° respectivament, orientacions que es poden relacionar amb l'onatge dominant descrit per Cañelles et al. (2007) i que afectarien a perfils de tipologia 1, tot i que la presència de cocons postdeposicional d'ordre centimètric fa pensar en fluxos de tsunami pels blocs més llunyans de la costa. D'aquestes 3 àrees amb valors de TF>1.000 s'ha escollit l'àrea de cala Gat, atès que presenta blocs ubicats sobre alçades de penya-segats superiors a l'altura màxima de l'onatge registrat (Figura 4.32). Aquesta àrea representa el 100% dels blocs amb TF>1.000 ubicats sobre alçades superiors als

onatges registrats, en aquest sector. Presenten un TF mitjà de 1.425 i les seves mesures mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,18 x 1,5 x 1 m, amb un pes mitjà de 5,19 T, situats tots ells a una alçada de 11 m s.n.m. i a una distància mitjana de 28 m de la cornisa del penya-segat.

A la Figura 4.35 a s'observa que la major concentració d'aquests blocs és a partir dels 10 m d'alçada, i amb un pes mitjà de 5,1 T. No es pot parlar de concentració de blocs, sinó d'una dispersió d'aquests al llarg del penya-segat. A la Figura 4.35 b s'observen dues agrupacions de blocs en funció de la seva distància a la costa, entre els 15 i 20 m, i entre els 35 i 41 m de distància. Aquestes dues àrees es presenten en forma d'agrupacions sense possibilitats de ser retreballats per processos d'onatges de tempesta.

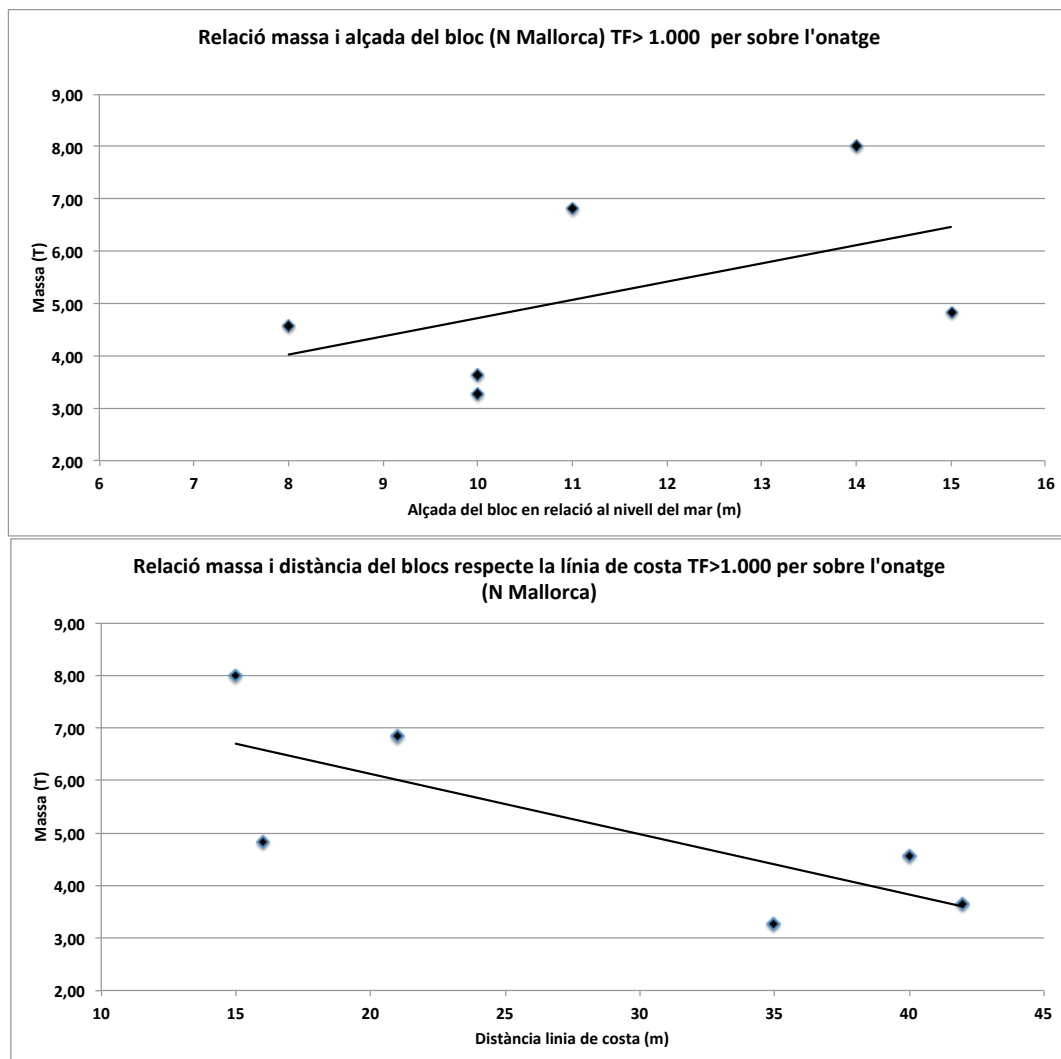


Figura 4.35 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

A aquests 8 blocs se'ls ha aplicat les equacions de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge (H_s) i de tsunami (H_t) necessària pel seu desplaçament sota dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes. Cala Gat té un penya-segat de 9,5 m i és de tipologia 3 (Figura 4.7). Si a la equació de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les columnes d'aigua necessàries pel

desplaçament de cada bloc sota aquests dos supòsits (Taula 4.12 i Figura 4.36). En el cas de blocs subaeris de tempestes (Hs) la columna d'aigua ha de ser de 12,09 i 11,66 m sobre el bloc, segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament (Taula 4.12). En el cas de tsunamis (Ht) els valors serien de 10,5 i 10,4 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012).

Nott (2003) Arrabassament		Nott (2003) Subaeri		Engel i May (2012) Arrabassament		Engel i May (2012) Subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
14,30	28,02	10,15	12,09	13,29	24,67	10,04	11,66

Taula 4.12. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària sota diferents supòsits de desplaçaments de blocs (arrabassament i subaeri) amb les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

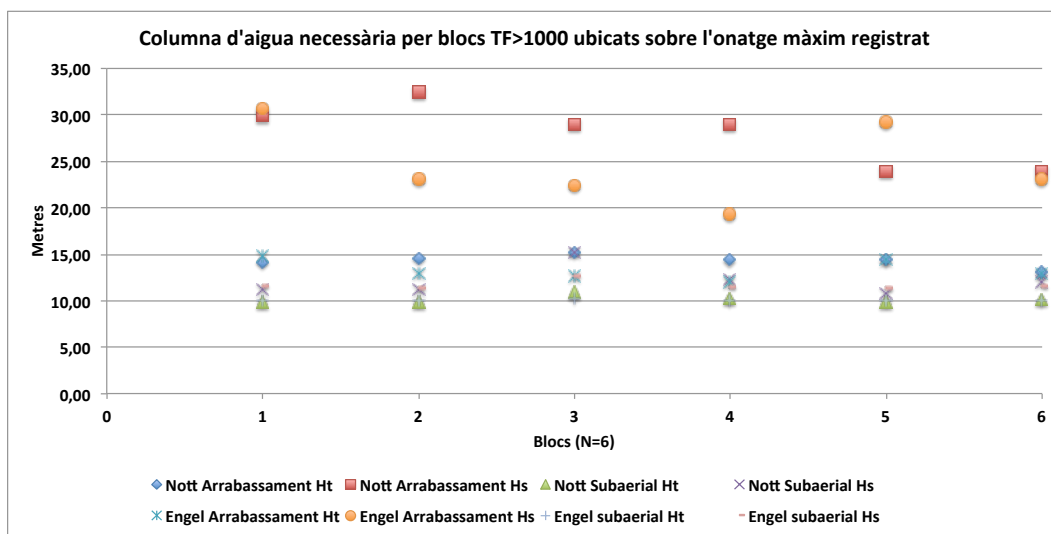


Figura 4.36. Columnes d'aigua necessàries, segons diferents supòsits i autors, pel arrabassament i desplaçament de blocs sota els supòsits de tempesta i tsunami.

Els valors estimats per l'arrabassament de blocs en cas de tempestes i tsunamis varien en metres en alguns casos, en el cas de tempestes els valors mitjans de la columna d'aigua són de 28,02 m i 24,67 m en el cas de Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament, i de 14,30 i 13,29 m en el cas de les columnes d'aigua per tsunamis (Taula 4.12). La Figura 4.36 representa les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament d'aquests blocs (Figura 4.21 a i b) sota diferents supòsits, on els valors Hs d'arrabassament de tempesta ja ens informen que difícilment s'han donat tempestes amb columnes d'aigua d'aquestes magnituds que puguin afectar als blocs pel seu arrabassament.

4.6.1.5.- Discussió

La presència de blocs a Mallorca es focalitza als quatre sectors analitzats (Figures 4.15, 4.22, 4.25 i 4.32) i donen resposta a la hipòtesis de Roger i Hebert (2008) que es requerien estudis de dipòsits de tsunamis a la Mediterrània occidental, amb especial atenció a les illes Balears. Si les correlacionem amb l'abast de les modelitzacions de tsunamis realitzades per Roger i Hebert

(2008), Sahal et al. (2009), Álvarez-Gómez et al. (2010 i 2011) i per Periañez i Abril (2013) hi trobem una bona concordança.

Aquests quatre sectors mostrejats coincideixen també amb els models de temps de viatge d'ones modelitzats per Shindelé et al. (2008), per Sahal et al. (2009) i posteriorment ratifiquen per Shindelé et al. (2015), on els models ja informen de possibles trajectòries de distorsió de l'onatge de tsunamis que afecta el litoral. La manca de blocs a àrees com la costa N de l'illa és atribuïble a les característiques del relleu, a la seva morfologia, i a la inestabilitat d'aquesta amb continus processos de vessant als quals està sotmesa (Mateos, 1997, 2000), fet que dificulta trobar testimonis de blocs associats a diferents fluxos, tant de tempesta com de tsunami.

L'aplicació de l'equació del Transport Figure (Scheffers i Kelletat, 2003) permet, inicialment, destriar blocs associats a diferents fluxos, tempesta i tsunami, tot i que com s'ha pogut comprovar al sector Est és imprescindible analitzar cadascuna de les àrees i relacionar processos actuals (marques, onatges, morfologia de blocs..) i amb morfologies costaneres (terrasses, *flowouts*..) per poder determinar clarament el seu origen.

La distribució de blocs es focalitza a les costes denominades dures de Mallorca, ja sigui sobre materials carbonatats del Miocé, calcàries del Juràssic o eolianites del Quaternari, on els agents erosius són més lents, amb un domini de processos microerosius (Gómez-Pujol, 2006), o bé processos erosius en massa de caràcter puntual (Balaguer, 2006). Aquest fet permet mantenir els registres de processos de tempesta i/o tsunamis que hagin afectat a cadascuna de les àrees analitzades en relació al perfil tipus definit a cada àrea. Dels percentatges obtinguts per la presència de blocs amb $TF > 1.000$ (Figura 4.7) tan sols destaquen dues àrees eminentment de tempesta, sa Ràpita i Ses Salines, al S de Mallorca (Figura 4.15), mentre que les altres àrees presenten blocs de tsunami en menor o major mesura. En aquest cas les dades obtingudes en aquest treball semblen diferents als valors obtinguts per Femenias (2007) al cap de Ses Salines, on obtenia valors més elevats de volums i pesos de blocs. Aquest fet és explicable degut a la triangulació realitzada en aquest treball, fet que redueix els valors de cada blocs, i també l'acotació geogràfica de l'àrea d'estudi, on Femenias (2007) defineix Ses Salines a tota la Punta Sud de Mallorca, mentre que aquest treball diferencia dues unitats; Ses Salines i Es Carbó, on a aquesta darrera es troben els blocs de major ordre estudiats en els dos estudis.

El sector Sud Gravitacional i el sector Est es consideren els de major incidència d'afectació per les trajectòries dels tsunamis provinents d'Algèria (Hébert, 2003; Sahal et al., 2009; Álvarez-Gómez et al. 2010; Periañez i Abril 2013), i amb presència de blocs arrabassats amb identificació clara de les seves àrees font, no retreballats i associats a perfils de tipus 3 i 4, fet que reforça la incidència de les trajectòries definides per diferents autors en aquest sector. Les orientacions dominants dels blocs en aquests dos sectors indiquen clarament a les fonts tsunamíques, i ho reforça el fet que són blocs associats a tsunami la seva posició associada a perfils de tipus 4. La presència de blocs de tsunamis contradiu les poques evidències trobades per Paris et al. (2010) en els sectors Est i Sud dels analitzats.

Els sectors Sud i Nord es presenten clarament com a sectors mixtes de tempesta i tsunami, on els blocs i les plataformes presenten símptomes de retreballament de blocs (impactes, arrabassament, arrodoniment i fauna marina) i on les orientacions dels blocs inferiors a $TF < 1.000$ denoten incidència de l'onatge, tot i que les orientacions dels blocs amb $TF > 1.000$ informen de les refraccions definides a aquestes àrees per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011). La definició de perfils tipus, conjuntament amb la presència de morfologies ben definides o la descripció de fenòmens morfològics actuals és configura com un valor a tenir present en l'explicació de fenòmens que han actuat sobre cadascuna de les àrees, malgrat no s'assoleixin valors de $TF > 1.000$ o superiors.

L'aplicació de les equacions de columnes d'aigua sobre els blocs amb $TF > 1.000$ ens permet interpretar que en els sectors Nord i Sud es poden donar processos mixtes de tsunami i tempesta amb domini i retreballament de blocs per part de tempestes. Destaquen aquelles àrees associades a perfils de tipologia 1 on els blocs de tsunamis hi són de forma testimonial a les zones més altes del perfil i alguns sectors de característiques geomorfològiques diferents de perfil, i on presenten continus retreballaments per ones de tempesta. El sector Est Gravitacional i el sector Est es manifesten com a zones afectades per tsunamis. S'identifiquen tres àrees de perfils baixos amb retreballaments de blocs de grans dimensions atribuïbles, d'acord amb les seves potències, a arrabassament per tsunamis, la qual cosa ve potenciada per les tipologies dels perfils i per les columnes d'aigua necessàries.

4.6.2.- Menorca

S'han caracteritzat 24 àrees distribuïdes en 3 sectors (Figura 4.14), amb un treball de camp exhaustiu a cada àrea, mesurant morfomètricament 3.144 blocs de forma aleatòria. Els blocs de Menorca representen el 78,4% dels blocs estudiats a l'arxipèlag i el 72,58% dels blocs majors a TF 1.000 (Taula 4.6). A la Taula 4.13 s'observen el nombre de blocs mesurats a cadascuna de les àrees, els valors percentuals dels blocs per àrees, els percentatges de blocs superiors a TF 1.000, i aquells blocs superiors a TF 1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'onatge màxim registrat i el percentatge en relació amb els superiors a TF 1.000. A l'Annex 2 es pot veure la fitxa de cada àrea de Menorca, presentades per sectors, que conjuntament amb l'anàlisi morfomètrica permeten obtenir una visió dels fenòmens que han pogut influir en la presència de blocs a cada àrea.

SECTOR	CODI	Ubicació	N	% Blocs	% Sectors	N TF> 1.000	% >TF 1.000	% Àrea	% Sector	blocs sobre ona(*)	% sobre ona (*)
Sector Nord	IP	Illa d'es Porros	82	2,61		80	10,5	97,6	12,8	0	0,00
	CV	Cavalleria	37	1,18		37	4,8	100,0	13,1	0	0,00
	TR	Tirant	101	3,21		0	0,0	0,0	0,0	0	0,00
	MF	Mola Fornells	18	0,57		18	2,4	100,0	13,1	18	7,56
	TQ	Tusqueta	19	0,60		19	2,5	100,0	13,1	0	0,00
	MC	Macaret	25	0,80		23	3,0	92,0	12,1	0	0,00
	AD	Illots d'Addaia	36	1,15		19	2,5	52,8	6,9	0	0,00
	PG	Punta Grossa	21	0,67	10,78	18	2,4	85,7	11,2	0	0,00
Sector Sud Est	SE	Sant Esteve	218	6,93		13	1,7	6,0	0,8	0	0,00
	AF	Alcalfar	368	11,70		53	6,9	14,4	1,9	0	0,00
	TA	Torre Alcalfar	9	0,29		9	1,2	100,0	13,1	0	0,00
	IA	illa Aire	692	22,01		188	24,6	27,2	3,6	75	31,51
	PP	Punta Prima	220	7,00		0	0,0	0,0	0,0	0	0,00
	SG	Son Ganxo	90	2,86		4	0,5	4,4	0,6	0	0,00
	BF	Binisafuller	71	2,26		0	0,0	0,0	0,0	0	0,00
	BD	Binidali	94	2,99	56,04	7	0,9	7,4	1,0	7	2,94
Sector Oest	SS	Son Saura	95	3,02		2	0,3	2,1	0,3	0	0,00
	TX	Artrutx	214	6,81		107	14,0	50,0	6,6	0	0,00
	BL	Cala Blanca	218	6,93		4	0,5	1,8	0,2	0	0,00
	SC	Sa Caleta	360	11,45		15	2,0	4,2	0,5	0	0,00
	SF	Sa Farola	31	0,99		6	0,8	19,4	2,5	0	0,00
	CB	Cala Blanes	3	0,10		3	0,4	100,0	13,1	3	1,26
	PN	Punta Nati	68	2,16		53	6,9	77,9	10,2	53	22,27
	CP	Cales Pous	54	1,72	33,17	42	5,5	77,8	10,2	42	17,65
			3144	100,00	100,00	720				198	83,19

Taula 4.13. Nombre de blocs mostrejats per àrees i sectors a l'illa de Menorca, percentatges del blocs superiors a TF 1.000 i ubicats sobre àrees on no hi arriba l'onatge. (*) Blocs que es troben sobre penya-segats on no hi arriben les ones de tempestes.

En una primera fase es realitzà una aproximació a la presència de blocs a l'illa de Menorca (Roig-Munar et al., 2014) amb l'anàlisi de 14 àrees amb presència de blocs de grans dimensions. A aquests blocs s'els aplicà únicament la fórmula de Transport Figure (Scheffers i Kelletat, 2003) sense les correccions morfomètriques, fet que donava valors molt superiors als que es presenten en aquest treball. Uns primers resultats indicaren la combinació mixta de tempestes i tsunamis sobre algunes àrees del SE i W. Es va detectar la presència de blocs de gran tonatge associats a les trajectòries tsunàmiques definides per Roger i Hébert (2008) i per Álvarez-Gómez et al. (2011) del sector Sud de l'illa, descartant processos de tempesta pel seu transport. En aquesta primera fase no s'havia ampliat les àrees d'estudi del sector Nord ni algunes àrees concretes dels sectors Oest i Sud-Est.

4.6.2.1.- Sector Oest

Es caracteritzen morfomètricament 1.043 blocs situats sobre les terrasses litorals de 8 àrees d'estudi situades a l'Oest de Menorca (Figura 4.37). Aquest sector W abasta des de cales Pous fins a Son Saura del Sud, i la morfologia dominant dels penya-segats són les plataformes tabulars de calcarenites arrecifals miocenes i una àrea amb presència de calcaries del Juràssic (cales Pous). Es tracta d'una costa escarpada i articulada, molt condicionada per la fracturació i per la presència de cales associades a barrancs (Segura i Pardo, 2003). Aquest sector es pot considerar en tres segments, segons Rosselló (2003). El primer, situat al N de Ciutadella amb un entramat de falles que es tradueix en la disposició de cales amb penya-segats d'entorn els 10 m fins assolir els seus màxims a la zona de Punta Nati, amb alçades de 50 m s.n.m. Un segon segment W, molt carstificat, es caracteritza per la presència de rases i penya-segats modestos que no solen arribar als 8 m d'alçada de mitjana, encara que passin els 11 m en algun punt, i que es troben trencats per petites cales. El tercer segment és el S, des de Cap d'Artrutx fins les platges de Son Saura on comença a notar-se la repercussió tectònica, amb una costa baixa subsident. Aquest litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 8 m amb un component dominant del SW en el cas del segment S i SW, i d'onades de 10 m amb un component N-NE al segment N (Cañellas et al., 2007).

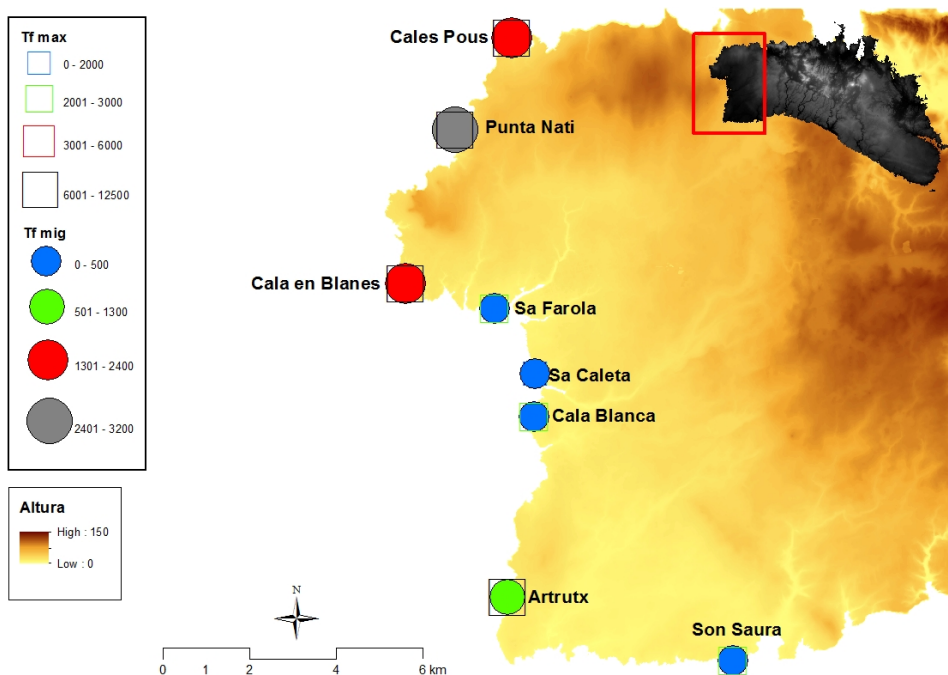


Figura 4.37. Ubicació de les vuit àrees mostrejades a la costa Oest de Menorca amb representació del TF mitjà i màxim de cada àrea. Altura representada en m.

Es presenta l'anàlisi dels blocs estudiats amb les correccions morfomètriques realitzades mitjançant triangulació, i que representen el 33,17% dels blocs inventariats a Menorca (Taula 4.13), on el 32,22% superen el TF 1.000, i on el 13,61% es troben sobre penya-segats més alts que les ones màximes registrades, destacant les àrees de cala'n Blanes, Punta Nati i cales Pous

(Figura 4.37) ubicades al segment N i amb perfils de tipologia 4 (Figura 4.8). El TF mitjà dels 1.043 blocs és de 752 i les mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 1,88 x 1,4 x 0,6 m, amb un pes mitjà de 2,57 T, i situats a una alçada mitjana de 9,8 m s.n.m. i a una distància mitjana de 24 m de la cornisa del penya-segat. Els blocs superiors als TF>1.000 presenten un valor mitjà de 2.404 (Figura 4.38), i les dimensions mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,3 x 1,9 x 0,7 m, amb un pes mitjà de 4,56 T, situats a una alçada mitjana de 16 m s.n.m. i a una distància mitjana de 40 m de la cornisa del penya-segat.

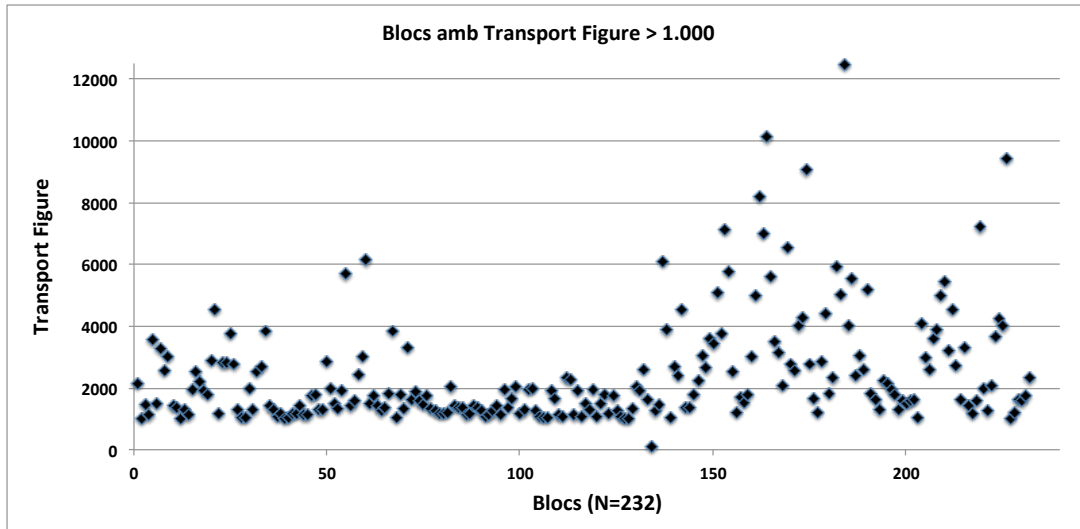


Figura 4.38. Representació de tots els blocs amb TF>1.000 a la costa SW de Menorca.

Un cop calculat el TF>1.000 obtenim que totes les àrees presenten blocs superiors a TF1.000, en menor o major mesura. D'aquestes àrees, 4 no superen els valors del 19,4% dels blocs TF>1.000, mentre que destaquen el cap d'Artrutx, Cales Pous, Punta Nati i Cala'n Blanes amb valors que oscil·len entre el 50% i el 100% (Taula 4.13) dels blocs superiors a TF 1.000 analitzats i ubicats sobre penya-segats de tipologia 3 i 4. Per tant ens trobem davant dos escenaris marcats per diferents fluxos amb una informació que suggereix 5 àrees on hi actuen processos mixtes de tempesta i tsunami, amb possibles retreballaments periòdics de blocs tsunàmics per part de les tempestes, com és el cas de son Saura del Sud, cala Blanca, sa Caleta, cap d'Artrutx i sa Farola. Aquesta interpretació es veu sustentada i afavorida pels tipus de perfils de les àrees, de tipus 2 i 3 (Figures 4.6 i 4.7) i pels indicis d'impactes i de marques de fregament sobre la costa i sobre els blocs. Tot i trobar agrupacions de blocs imbricats i alguns trams amb cordons superposats a les parts més altes i llunyanes de la línia de costa, les àrees actualment estan sotmeses a processos de tempesta que actuen com a elements de modificació i retreballament d'aquells blocs existents amb TF>1.000, llevat del cas del cap d'Artrutx, on s'identifiquen vuit cordons de blocs paral·les i alguns d'ells imbricats a 10 m s.n.m i a distàncies mitjanes de la cornisa del penya-segat de 65 m, ubicats sobre un perfil litoral negatiu amb cavitats a les bases.

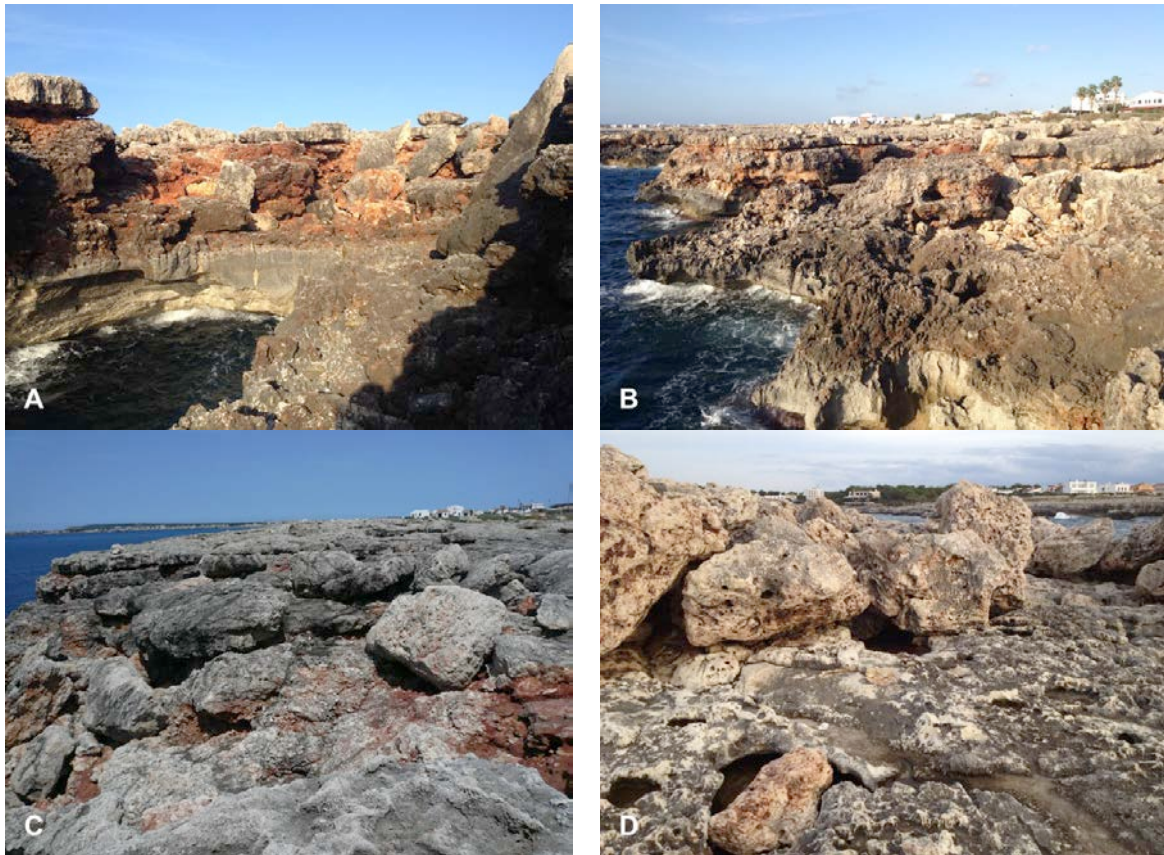


Figura 4.39 a, b c i d. A; blocs amb estrats d'argiles que afavoreixen erosions diferencials i presència de blocs gravitacionals associats. B; disposició de blocs a les zones terminals del flowouts (Cala Blanca). C i D; exemples de blocs subarrodonits i marques de fregament sobre plataformes litorals (sa Caleta).

Cal destacar que cadascuna d'aquestes 8 àrees presenten morfologies *flowout* ben definides i associades a canals de drenatge penjats i amb blocs gravitacionals de grans dimensions que afavoreixen la presència de blocs associats a les crestes dels *flowouts* formant cordons imbricats en forma de mitja lluna associats a les parts altes (Figura 4.39 a i b). També s'ha de destacar la presència de capes d'argiles que afavoreixen erosions diferencials associades a aquestes 5 àrees i que s'observen a la Figura 4.39 a i c. L'erosió diferencial d'aquests estrats afavoreix desploms de blocs associats a *flowouts* i/o la facilitat d'arrabassament de blocs per l'onatge. S'observa a la Figura 4.39 c i d blocs arrodonits i subarrodonits a les crestes de *flowouts*, i blocs arrodonits i imbricats sobre plataformes amb presència d'impactes recents associats a tempestes. Tot i que de forma general són identificables les àrees font, aquestes presenten forts impactes recents. La coexistència d'aquestes morfologies d'impactes, la presència de blocs associats a *flowouts*, blocs gravitacionals, el grau d'arrodoniment de diferents tipus de blocs amb retreballament, la presència de marques recents de blocs arrabassats, trencament i trasllats indica la presència de fluxos constants que afavoreixen aquestes morfologies, com indicava Mastronuzzi et al. (2007) a altres àrees del Mediterrani oriental.

A la Figura 4.40 a i b es representa la distribució dels blocs amb $TF > 1.000$ en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar, i en funció del pes i de la seva distància a la costa, on cadascuna de les àrees disposa de blocs majors a $TF > 1.000$. S'hi observa que la distribució de

blocs presenta dues agrupacions associades a les tipologies de perfils, trobant una primera agrupació entorn als 10 m d'alçada i un pes mitjà de 5 T, corresponent a les àrees ubicades al S i W del sector de sa Farola fins son Saura del Sud (Figura 4.37), mentre que les tres àrees ubicades al N, totes elles de perfil 4 (Figura 4.8), presenten una alçada mitjana de 24 m s.n.m. i un pes de 4,8 T. En el cas de la primera agrupació els blocs es troben associats a penya-segats de tipologia 2 i 3, on les alçades màximes de l'onatge registrat els pots afectar, donant lloc a la modificació de blocs, tant en formes com en ubicacions, mentre que la segona agrupació es troba associada a penya-segats amb alçades superiors a l'alçada màxima d'ona registrada. Pel que fa a la distància dels blocs (Figura 4.40 b) es pot observar dues agrupacions de blocs dominants, una primera entorn als 38 i 45 m de la línia de costa i amb pesos mitjans de 4,8 T, i un segon grup al voltant dels 60 i 65 m i amb un pes mitjà de 3,3 T. Aquestes dues agrupacions corresponen també a les dues unitats descrites anteriorment a la Figura 4.40 a.

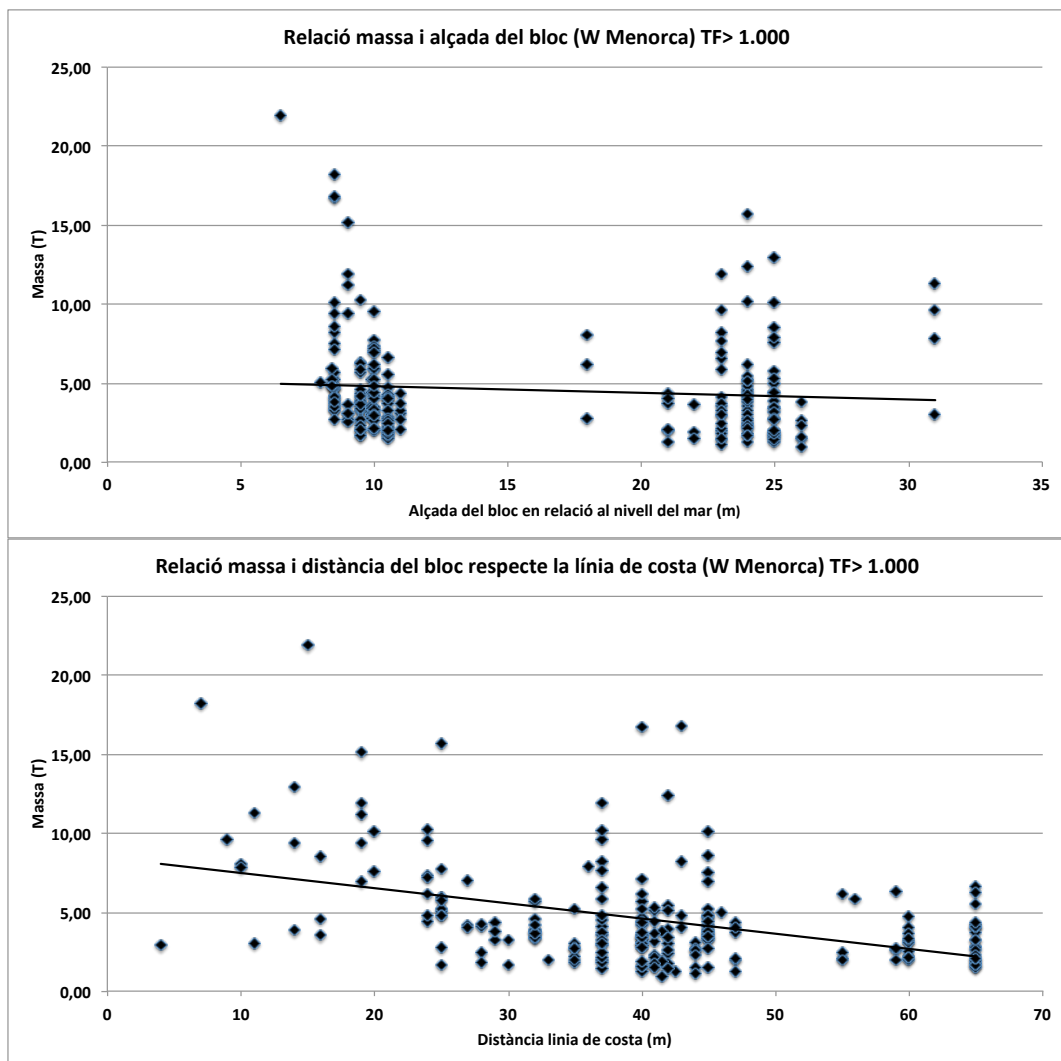


Figura 4.40 a i b. Distribució de blocs amb TF > 1.000 en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

Pel que fa a les orientacions dominants dels blocs, diferenciem aquells blocs ubicats sobre perfils de tipologia 2 i 3, situats al S i W del sector (Figura 4.37), amb orientacions de 203°, que tot

i no ser una orientació que ens indiqui les trajectòries tsunàmiques ben definides per Álvarez-Gómez et al. (2011) a Menorca (Figura 2.18) s'han de tenir presents els escenaris S-3, S-5 i S-8, i fins i tot escenaris de refracció entre el canal de Mallorca i Menorca (Figura 4.16 i 4.20). Malgrat aquestes simulacions numèriques les orientacions dominants dels blocs indiquen l'onatge dominant de SW descrit per Cañellas et al. (2007). Els blocs ubicats sobre perfils de tipologia 4 (cala'n Blanes, Punta Nati i cales Pous (Figura 4.37) presenten unes orientacions mitjanes de 71° . Aquestes orientacions tampoc es corresponen amb les trajectòries tsunàmiques definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) a Menorca (Figura 2.18) tot i que els escenaris S-5 i S-8 sembla que tenen lleugeres afectacions a la costa NW de l'illa, mentre que a la Figura 4.20 s'observa una clara influència del model a la costa N. Amb les dades de Cañellas et al. (2007) per aquests sectors d'onatges dominants de NNE es descarten les influències de l'onatge sobre aquestes cornises de costes rocoses tan elevades, d'alçades entre 18 i 25 m s.n.m.

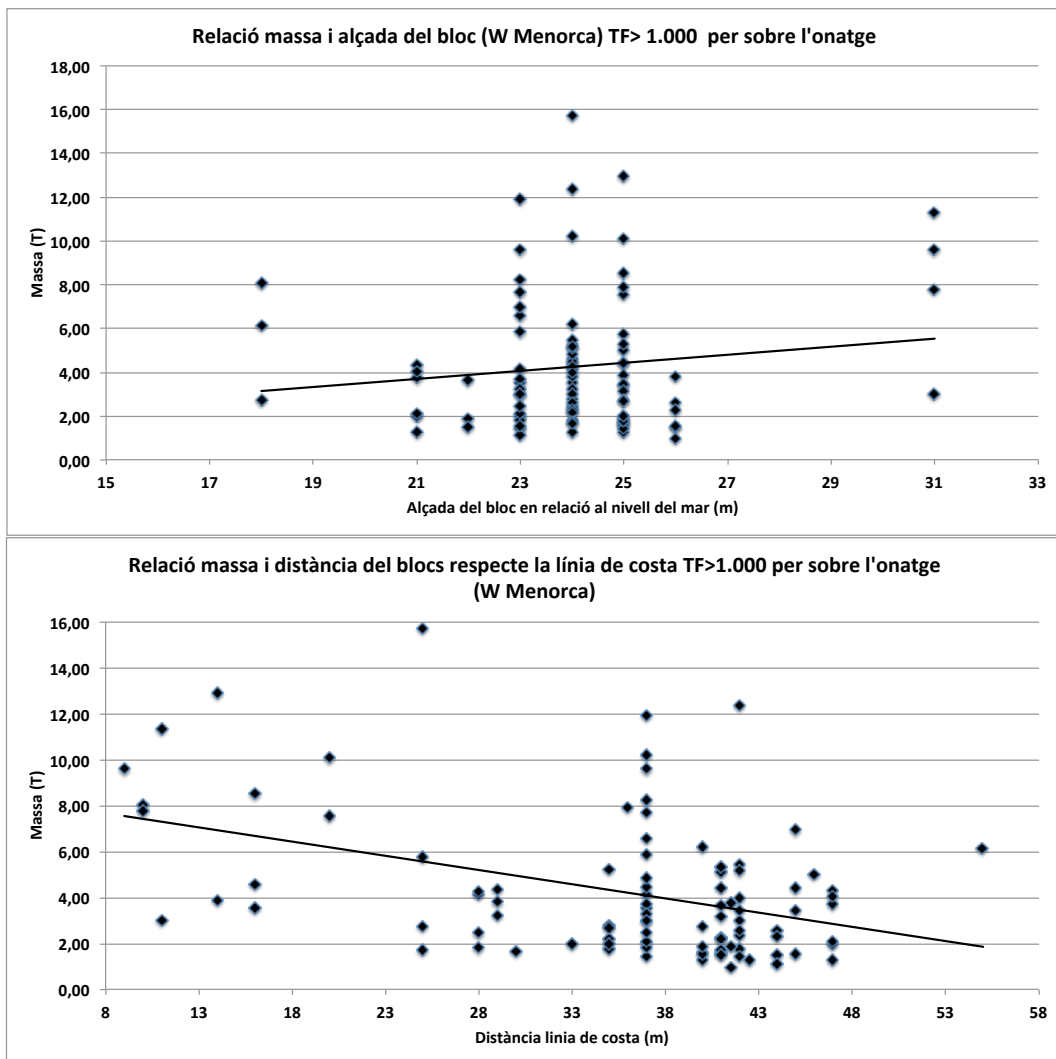


Figura 4.41 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

Seguint els criteris proposats per Roig-Munar et al. (2015) s'han escollit les àrees amb valors de TF>1.000 i amb presència de blocs ubicats sobre alçades de penya-segat superiors a l'altura

màxima de l'onatge enregistrat; cala'n Blanes, Punta Nati i cales Pous (Figura 4.37). Totes aquestes àrees estan ubicades sobre perfils de tipologia 4, i representen el 100% en el cas de cala'n Blanes i el 79,8% en el cas de Punta Nati i cales Pous. Aquests blocs presenten un TF mitjà de 3.316 i les mesures mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,05 x 1,6 x 0,8 m, amb un pes mitjà de 4,25 T, situats tots ells a una alçada de 24 m s.n.m. i a una distància mitjana de 36 m de la cornisa del penya-segat. A la Figura 4.41 a s'observa que la major concentració d'aquests blocs està entre els 23 i 25 m d'alçada amb un pes mitjà de 4,1 T. S'observen dues concentracions ben definides als extrems, per una banda els blocs corresponents a cala'n Blanes, tots ells ubicats sobre una plataforma a 18 m d'alçada, i alguns dels blocs de Punta Nati ubicats a 31 m d'alçada. A la Figura 4.41 b s'observen les distribucions de blocs en relació amb la distància de la línia de costa i el seu pes, amb una concentració força marcada a la distància de 37 m de la línia de costa i una segona agrupació de blocs entre els 40 i 44 m de distància de la línia de costa, amb pesos mitjans de 4 i 3,8 T.

D'aquestes tres àrees destaca cala'n Blanes, amb només tres blocs mostrejats, es tracta d'una zona força antropitzada (Figura 4.2 f), molt fracturada, amb penya-segat vertical (Figura 4.43 a) que presenta cavitats corresponents a fractures i canals de drenatge que s'estan erosionant de forma diferencial. Dos dels blocs es troben associats a bufadors, ja que presenten morfometries que es corresponen a les parts arrabassades dels sòtils dels bufadors (Figura 4.43 b), mentre que el tercer correspon a àrees fonts ben definides de la cornisa del penya-segat. Les dues àrees restants, Punta Nati i cales Pous presenten cordons imbricats sobre el penya-segat a distàncies mitjanes de 40 m de la línia de costa. Aquestes presenten àrees font ben definides que corresponen a les potències de l'eix C dels blocs, concentrats a punts concrets dels penya-segats, atribuint aquestes acumulacions a la influència de canals submergits que poden afavorir aquests punts d'acumulació en forma de *flowouts* submergits, seguint les indicacions de Noormets et al. (2004) que esmentava que les condicions batimètriques locals poden influir en la presència de blocs sobre la costa.

A aquestes 3 àrees (98 blocs) se'ls ha aplicat les fórmules de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge de tempesta (H_s) i de tsunami (H_t) necessària pel seu desplaçament baix dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes (Figura 2.24). Si a l'equació de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament de cada bloc baix aquests dos supòsits (Taula 4.14, Figura 4.42).

Els valors estimats de la columna d'aigua per l'arrabassament de blocs en cas de tempestes (H_s) i tsunamis (H_t) a aquestes alçades varien en metres en alguns casos, en el cas de tempestes els valors de la columna mitjana és de 33,25 m i 29,74 m en el cas de Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament, i de 21,69 i 20,81 m en el cas de les columnes d'aigua per tsunamis respectivament (Taula 4.14). En el cas de blocs subaeris que és trobem sobre la plataforma, els valors de la columna mitjana d'aigua pel seu desplaçament en cas de tempestes ha de ser 20,28 i

19,91 m sobre el bloc, segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament (Taula 4.14). En el cas de tsunamis els valors serien de 18,45 i 18,35 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012).

Nott (2003) Arrabassament		Nott (2003) Subaeri		Engel i May (2012) Arrabassament		Engel i May (2012) Subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
21,69	33,25	18,45	20,28	20,81	29,74	18,35	19,91

Taula 4.14. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària sota diferents supòsits de desplaçaments de blocs (arrabassament i subaeri) amb les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

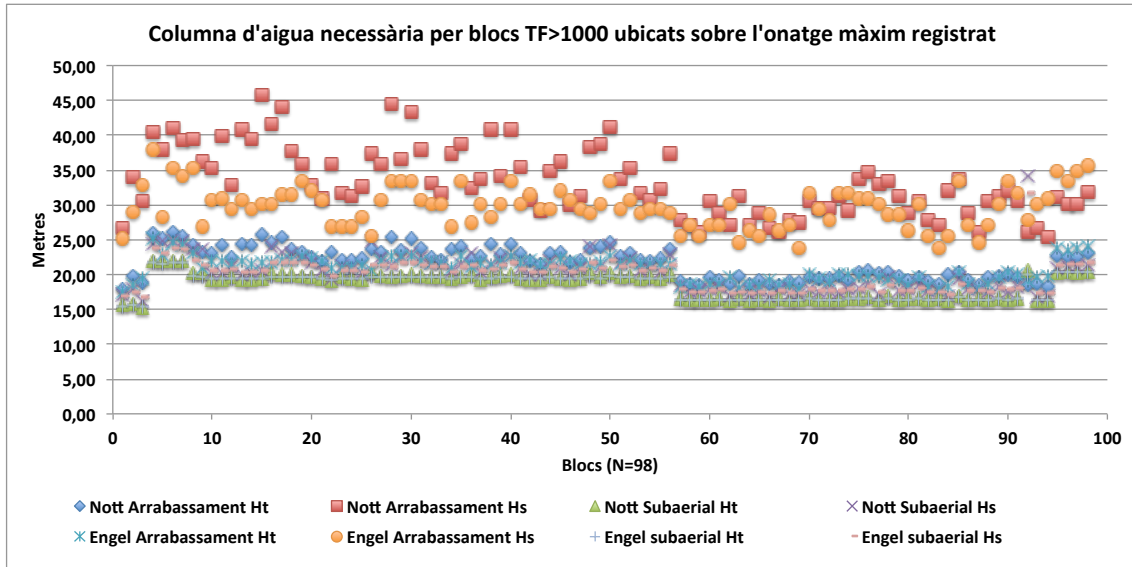


Figura 4.42. Columnes d'aigua necessàries, segons diferents supòsits i autors, per l'arrabassament i desplaçament de blocs sota els supòsits d'ones de tempesta i tsunami.

S'observa a la Figura 4.42 les columnes d'aigua per cada bloc, on s'aprecien les tres àrees amb alçades de penya-segats diferents. Els blocs Hs i Ht d'arrabassament, que és la morfometria corresponent a la majoria de blocs que trobem a les àrees, han de menester columnes d'aigua molt elevades i que no corresponen a cap tempesta enregistrada i coneguda al Mediterrani occidental. Les tipologies de penya-segats d'aquestes tres àrees, tipologia 4 (Figura 4.8), superiors a les alçades d'onatges registrats en aquest sector (10 m s.n.m.) permeten poder parlar de blocs clarament associats a tsunamis, ja que l'alçada dels blocs, la seva morfometria i la relació de les seves potències amb àrees font de denudació, més les columnes d'aigua necessàries per la seva remobilització, fa pensar en tsunamis, ja que les columnes d'aigua necessàries en cas de Hs superen amb escreix les cornises del penya-segat (Taula 4.14 i Figura 4.42).

A la Figura 4.43 observem algunes imatges d'aquests penya-segats, amb el penya-segat i els bufadors de cala'n Blanes, on apreciem un bloc associat al sòtil d'un bufador que presenta enfonsat. La Figura 4.43 c i d correspon a Punta Nati, on observem la tipologia de penya-segat vertical i cordons imbricats associats a la seva àrea font de la cornisa del penya-segat. La Figura 4.43 e i f exemplifiquen l'àrea de cales Pous amb la presència de cordons imbricats associats a una àrea de la cornisa que presenta denudament, definint-se com àrea font. A les imatges c i e

s'observa la línia de costa d'aquestes dues darreres àrees on sols trobem blocs en dos punts de la costa. Aquestes dues darreres àrees presenten un patró comú, la presència de vegetació litoral de salicòrnia associada als cordons litorals, fet que ens indica la presència de fluxos constants d'esprai marí i que tal vegada donen major força a la influència dels *flowouts*.



Figura 4.43 a i b. Penya-segats de cala'n Blanes i un bloc enfonsat al sòtil d'un bufador. Figura c i d; Penya-segat de Punta Nati amb l'àrea font de blocs arrabassats i al fons un cordó imbricat. Figura e i f; Detall del penya-segat de cales Pous i cordó de blocs imbricats.

Les orientacions dominants d'aquests 98 blocs és de 71° , orientacions que no coincideixen amb les possibles refraccions de les fonts tusinamítics realitzades per Roger i Hérbert (2008) a Menorca (Figura 2.14), ni amb les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2011) també a aquest sector N (Figura 2.18), ja que s'han de tenir present les dissipacions que genera el fregament de les ones amb la costa amb la refracció cap al NW del sector on trobem aquestes

tres àrees. Si bé una de les modelitzacions realitzades per Álvarez-Gómez et al. (2010) pot fer pensar que la presència d'aquests blocs és atribuïble a tsunamis ja que a mesura que passa el temps de trajectòria (veure Figura 2.20) el tsunami es propaga al N. Segons Álvarez-Gómez et al. (2010) causat pels canvis de batimetria i sobretot a l'existència d'una pronunciada plataforma continental voltant de les Illes Balears, l'onada del tsunami pateix una refracció important entre el canal de les illes de Mallorca i Menorca, fent un canvi de direcció d'ona i fent-la perpendicular a la plataforma continental, on la generació d'ones al voltant les Illes Balears, que representa les ones atrapades en el plataforma continental causant de l'efecte de la refracció. Tot i açò les orientacions d'aquests blocs no ajuda a donar una explicació a processos de tsunamis provinents per refracció entre el canal de Mallorca i Menorca, ja que les orientacions dominants haurien de ser entre els 315° i 337°.

Una altra explicació a la presència d'aquests blocs podria ser els tsunamis provinents del NW, del N o del NE, que podrien estar condicionats a sismes o grans esllavissades submarines. El cas del BIG'95 (Lastras et al., 2004 a i b; Canals et al., 2004 focalitzada) la seva influència a la costa N de Mallorca i Eivissa (Lastras et al., 2004b). En cas d'una esllavissada submarina que afectés la costa N de Menorca manca informació per fenòmens d'aquesta naturalesa que hagin pogut generar prou columnes d'aigua per la presència d'aquests blocs ubicats a alçades tan elevades i focalitzats en punts concrets de la costa N d'aquest sector, tot i que Canals et al. (2004) presenten un mapa de fenòmens submarins a la Mediterrània occidental, on el N de Menorca podria quedar afectada per esllavissades generades al Golf de Lleó.

4.6.2.2.- Sector Nord

Es caracteritzen morfomètricament 339 blocs situats sobre les terrasses litorals de 8 àrees d'estudi situades al N de Menorca, sis a l'illa de Menorca i dues a illots propers (Figura 4.44). Aquest sector queda comprès entre el Port d'Addaia, a l'E, i l'illa dels Porros, al W. Es tracta d'una costa escarpada i articulada molt condicionada per processos de dissolució i fracturació, on la litologia dominant són els materials del Triàsic i el Juràssic. El litoral destaca per una imponent façana de penya-segats superiors als 10 m on el Juràssic dona al front marí penya-segats amb profundes esquerdes i blocs angulosos (Rosselló, 2003). Sobre els penya-segats juràssics trobem alguns afloraments del Quaternari (Servera, 1997) com Tirant i Punta Grossa (Figura 4.44) que es manifesten com eolianites sobre superfícies juràssiques, com en el cas de Punta Grossa, o morfologies de dunes fòssils adossades, com en el cas de Tirant. De les àrees analitzades en aquest sector sis corresponen a litologies carbonàtiques del Juràssic i dues a eolianites del Quaternari (Taula 4.2). Aquest litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 10 m amb un component dominant del NNE (Cañellas et al., 2007).

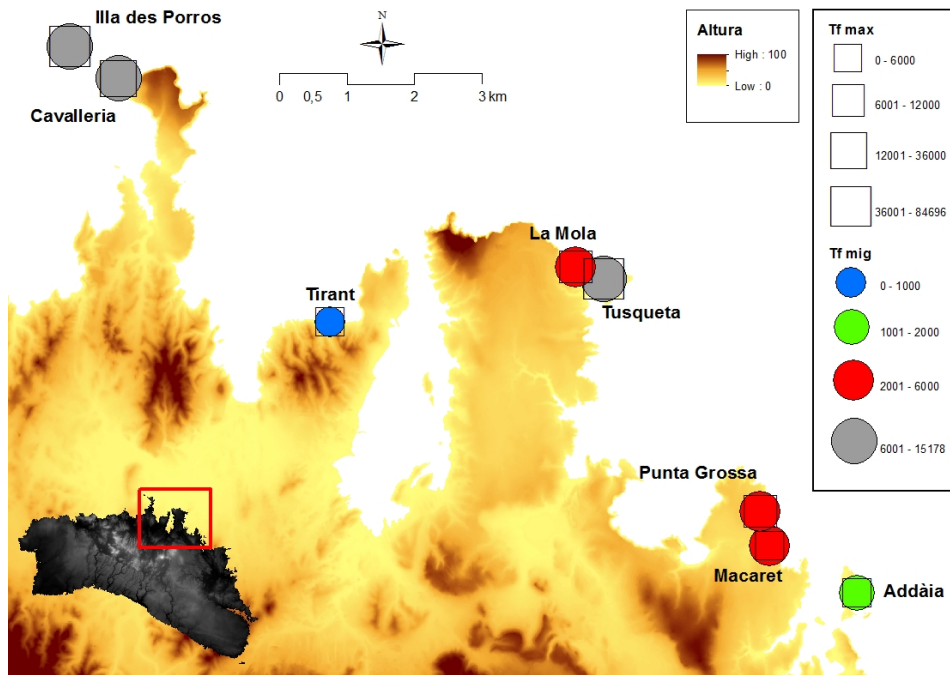


Figura 4.44. Ubicació de les vuit àrees mostrejades a la costa Nord de Menorca amb representació del TF mitjà i màxim de cada àrea. Altura representada en m.

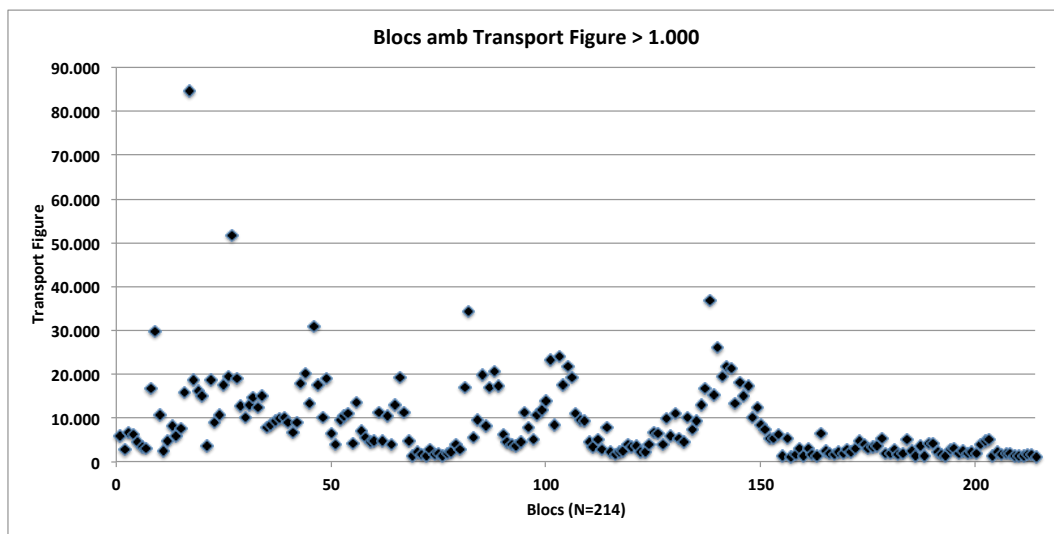
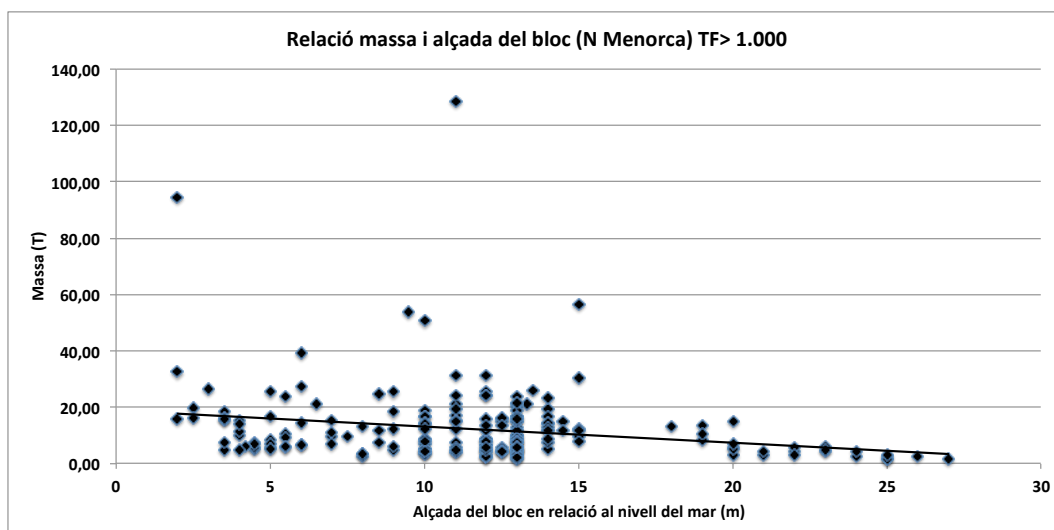


Figura 4.45. Representació de tots els blocs amb TF>1.000 a la costa N de Menorca.

Es presenta l’anàlisi dels blocs amb les correccions morfomètriques realitzades mitjançant triangulació, i que representen el 10,78% dels blocs analitzats a Menorca (Taula 4.13), on el 63,12% superen el TF 1.000 i el 8,4% d’aquests es troben sobre penya-segats més alts que les ones màximes registrades, com és el cas de la Mola de Fornells amb un perfil de tipologia 4 (Figura 4.8). El TF mitjà dels 339 blocs és de 5.459 i les mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,3 x 1,8 x 1 m, amb un pes mitjà de 8,42 T, i situats a una alçada mitjana de 9,4 m s.n.m. i a una distància mitjà de 50 m de la cornisa del penya-segat. Els blocs superiors als TF>1.000 presenten un TF mitjà de 8.501 (Figura 4.45), i les dimensions mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,53 x 1,9 x 1,3 m, amb un pes mitjà de 12,07 T, situats a una alçada mitjana de 12 m s.n.m. i a una distància mitjana de 66 m de la cornisa del penya-segat.

Un cop calculat el $TF > 1.000$ obtenim un sector, Tirant, que no presenta cap bloc amb aquests valors (Taula 4.13). Es descarta inicialment aquesta àrea com a zona mixta o no tsunàmica, considerant-la per aquest apartat únicament una àrea amb presència de blocs associats a tempestes. Es tracta d'una àrea de perfil tipus 1 (Figura 4.5) on el grau d'arrodoniment dels blocs a primera línia de mar és elevat, i la presència de blocs arrabassats i les marques de fregament de blocs als primers metres del contacte del perfil amb la cornisa és notori, així com la presència de blocs amb restes de fauna. Tot i això s'ha de destacar la presència de blocs amb morfologies de cocons predeposicionals i postdeposicionals d'ordre centimètric a les zones més allunyades i altes de la línia de costa, així com la presència de diferents cordons imbricats. El càlcul del seu TF mitjà és de 151 amb un valor màxim de 922 a les zones més altes i allunyades, fet que no permet destriar-los com a blocs associats a tsunamis. Tot i no haver obtingut aquests valors no s'han de descartar els processos de retreballament constant que sofreix aquest sector, i que poden haver afectats blocs que tenien inicialment un $TF > 1.000$ a les cotes més baixes. La direcció dominant dels blocs és de 57° , no ajustant-se fidelment amb les orientacions dominants dels registres d'onatge, tot i que la refracció d'aquest en vers el petit promontori de Fornells situat a l'E podria ser la causa d'aquestes orientacions.

Les orientacions dominants dels blocs de les 7 àrees amb $TF > 1.000$ (Taula 4.13) és de 136° , indicant l'orientació dels blocs amb els onatges dominants, i configurant-se com una possible orientació que indiqui les trajectòries tsunàmiques definides per Roger i Hébert (2008) a Menorca (Figura 2.14) i les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) a Mallorca i Menorca (Figura 2.18 i 2.20), on els escenaris S-3 i S-5 podrien donar com a resultat l'arribada de tsunamis a aquest sector central de l'illa, tot i que s'han de tenir present les distorsions associades als promontoris que trobem al llarg del litoral N des de la Mola de Maó fins al primer sector analitzat, els illots d'Addàia, així com la batimetria dominant i l'existència d'una pronunciada plataforma continental al voltant de la costa Nord que pot afavorir una refracció important generant el canvi de les direccions d'ona i fent-les perpendiculars a la plataforma continental.



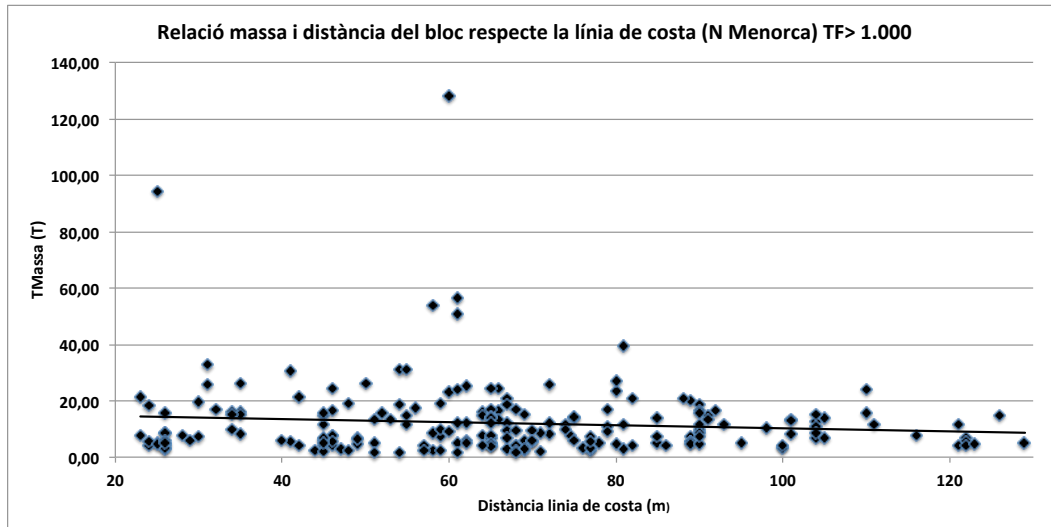


Figura 4.46 a i b. Distribució de blocs amb TF > 1.000 en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

A la Figura 4.46 a i b es representa la distribució dels blocs amb TF > 1.000 en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar, i en funció del pes i de la seva distància a la costa, on cadascuna de les àrees disposa de blocs majors a TF 1.000. S'observa a la Figura 4.46 que la distribució de blocs presenta dues agrupacions associades a les tipologies de perfils, trobant una primera agrupació entre els 3 i els 15 m d'alçada i un pes mitjà de 14,1 T, corresponent a perfils de tipologia 1, en el cas de Tusqueta, i el perfil 3 en el cas de Cavalleria, Illa d'es Porros, Macaret i Punta Grossa, i el perfil tipus 5 en el cas de les illes d'Addàia (Figura 4.44). Entre els 18 i 27 m d'alçada trobem una segona agrupació, corresponent a la Mola de Fornells, amb perfil tipus 4, on els blocs presenten un pes mitjà de 3,45 T. S'observa que les alçades dels blocs no es corresponen en moltes ocasions a les alçades dels penya-segats tipus, ja que en algunes ocasions els blocs es veuen afavorits per morfologies *flowout* que permeten l'arribada de blocs a grans distàncies i alçades. Si prenem com a dada tots els perfils de tipologia 1, 2 i 3 l'alçada mitjana dels blocs és de 10,63 m amb un pes de 12,8 T. Aquesta relació s'observa a la Figura 4.46 b, on la major concentració de blocs es troba entre els 65 i 70 m de distància, amb una mitjana de 66,1 m i un pes de 12 T.

Aquestes distribucions s'han de relacionar amb la morfologia costanera de cadascuna de les àrees analitzades, on les morfologies *flowout* juguen un paper important. S'observa la Figura 4.47 tres àrees condicionades per *flowouts*, com són Cavalleria, Illa d'es Porros i Tusqueta. Aquestes àrees presenten cordons de blocs imbricats i arrodonits a alçades més altes que el propi penya-segat, afavorides per *flowouts* molt ben definits, així com a marques de fregaments i impactes recents. En el cas de Cavalleria (Figura 4.47 a) es desenvolupen dos lòbuls ben definits de blocs arrodonits. El TF mitjà és de 10.888 i presenten una orientació mitjana de 169°, tot i que aquestes orientacions realitzades sobre blocs arrodonits no són significatives. Aquests blocs es desenvolupen sobre un lòbul amb una orientació de 91,5° direcció E-W, a una distància de 135 m des de la zona de cornisa, a 5,5 m d'alçada fins els 13 m d'alçada a la zona més alta del lòbul, i

amb una potència estimada de 10 m. La morfologia dels blocs d'aquest lòbuls ens indica un constant retreballament d'aquests per part de fluxos constants on s'identifiquen força bé les seves àrees font.

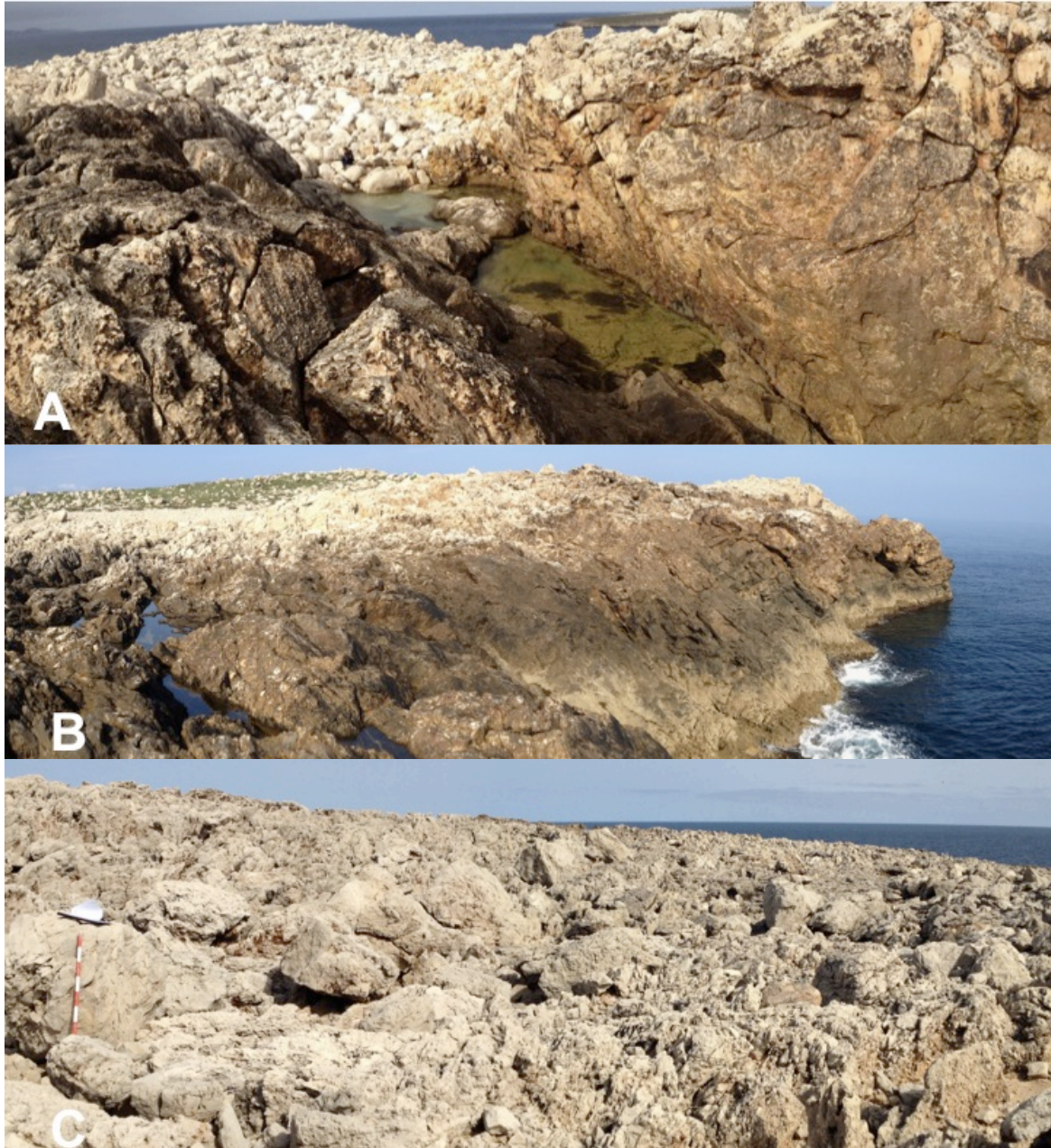


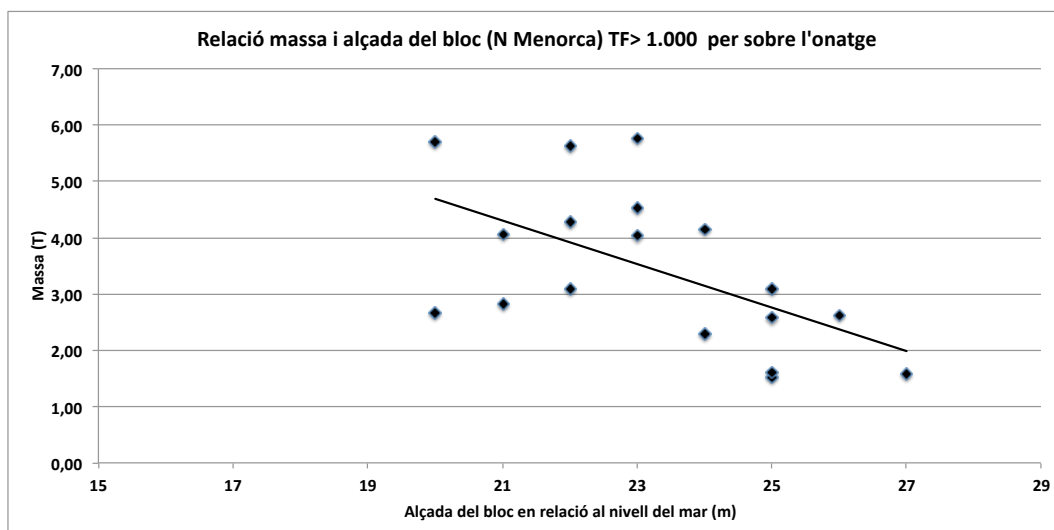
Figura 4.47 a, b i c. Morfologies flowout que afavoreixen la canalització de fluxes a les àrees de Cavalleria (A), illa d'es Porros (B) i Tusqueta (C).

A l'illa dels Porros (Figura 4.47 b), tot i haver identificat un *flowout* ben definit al marge E de l'illa, destaca la presència de dos cordons de blocs que voregen l'illa al seu marge N, amb un cordó de 190 m, i un altre de 115 m al seu marge E, i fins la cota màxima de l'illa, 14 m s.n.m. L'illa presenta diferents alçades de penya-segats i associades a aquestes trobem diferents orientacions de blocs, que com succeeix a Cavalleria, l'arrodoniment d'aquests blocs fa difícil esbrinar una clara orientació dominant, tot i que els dos cordons presenten orientacions que es

corresponen a les onades dominants en aquesta àrea. El TF mitjà d'aquests blocs és de 9.412 i les seves àrees font queden ben definides a les cornises dels penya-segats.

En el cas de Tusqueta (Figura 4.47 c) s'ha de destacar un *flowout* condicionat per la morfologia de depressió interna o tàlveg que arriba fins la costa, amb presència de blocs dins aquest tàlveg fins als 130 m de distància i a alçades de 14 m, corresponent aquestes als vessants N del tàlveg. Els blocs que trobem a aquesta àrea són majoritàriament subarrononits i arrodonits, i els més llunyans es presenten en diferents agrupacions imbricades. Tot i que s'han de destacar alguns blocs angulosos que tenen el seu origen als penya-segats verticals litorals que trobem al marge N d'aquests i que presenten un perfil de tipus 5 amb alçades de 12 m s.n.m. El seu TF mitjà és de 15.178 i una orientació dominant de 86°, no coincident amb les orientacions dominants d'onatge però sí amb l'orientació del tàlveg, amb l'orientació W-E que presenta el tàlveg. Per tant aquestes tres àrees (Figura 4.47 a, b i c) tot i presentar blocs amb TF>1.000 els seus blocs presenten morfologies de retreballament constant i es troben molt condicionades per la presència de morfologies flowout que afavoreixen l'arribada de l'onatge a zones altes i llunyanes afavorides també per les tipologies tipus de perfil 1 i 2. Els illots d'Addàia cal destacar que es tracta d'un perfil de tipologia 5, i que tots els blocs tenen un patró comú, han estat arrabassats de la cornisa del penya-segat al marge N, on es troben les àrees font, i arrossegats al centre de l'illa o al vessant S i dins la mar, sempre a cotes inferiors de la cornisa del penya-segat.

D'aquestes set àrees amb TF>1.000 escollim aquella que presenta blocs per sobre l'alçada màxima de les ones registrades, la Mola de Fornells (Figura 4.44), amb un perfil de tipologia 4 i una alçada de penya-segat al seu contacte amb la cornisa de 20 m, i amb el 100% dels blocs mesurats (18 blocs). El TF mitjà és de 5.655 i les mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 1,71 x 1,3 x 0,9 m, amb un pes mitjà de 3,45 T, i situats a una alçada mitjana de 23 m s.n.m. i a una distància mitjana de 69 m de la cornisa del penya-segat.



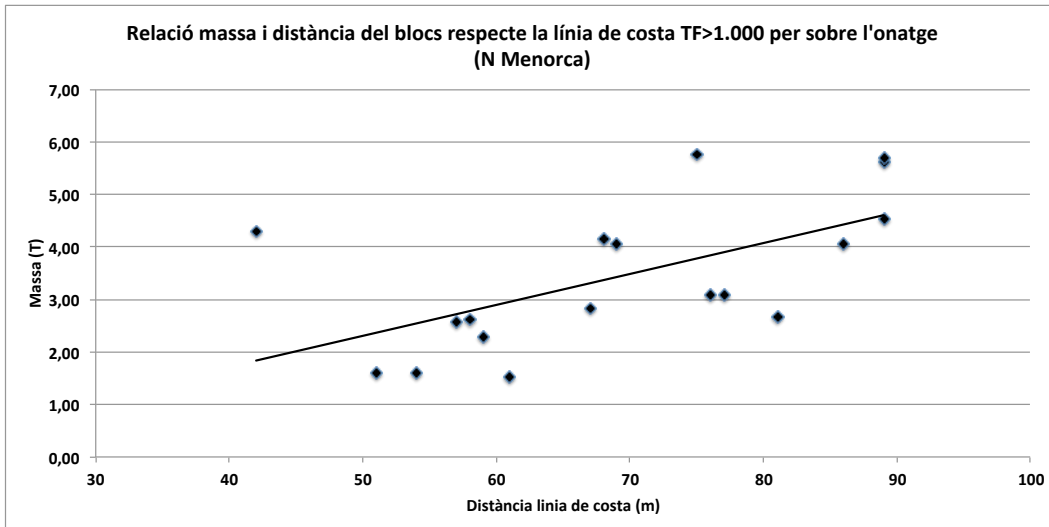


Figura 4.48 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

A la Figura 4.48 a s'observa que la major concentració d'aquests blocs està entre els 23,3 m d'alçada, amb un pes mitjà de 3,4 T. No s'observen concentracions ben definides sinó una distribució homogènia entre les alçades 21 i 25 m. A la Figura 4.48 b s'observen les distribucions de blocs en relació amb la distància de la línia de costa i el seu pes, amb una concentració força marcada a una distància de 58 m de la línia de costa i una dispersió entre els 68 i 90 m, amb pesos mitjans a la primera concentració de 2,8 T i pesos de 3,5 T de mitjana en la segona concentració. La disposició d'aquests blocs es troba associada a una morfologia *flowout* que arranca a la cornisa del penya-segat amb la presència d'un sol cordó imbricat en forma de mitja lluna a la part superior (Figura 4.49). La potència dels blocs es correspon a les capes denudades de l'àrea font i en la zona del penya-segat s'aprecien sediments recents d'origen marí. Alguns dels blocs es troben aïllats a distàncies superiors i afavorits per pendents que descendeixen suaument cap a la cala Tusqueta, com és el cas de la Figura 4.49 b.

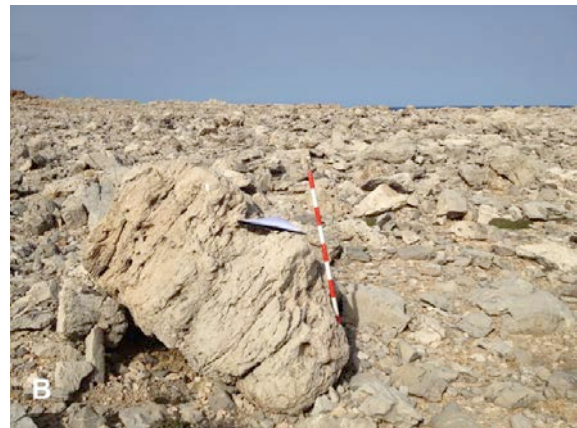




Figura 4.49 a, b i c. Penya-segats de la Mola de Fornells, detall dels blocs i cordó associat a la morfologia *flowout*.

A aquesta àrea també se'ls ha aplicat les fórmules de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge de tempesta (Hs) i de tsunami (Ht) necessària pel seu desplaçament sota dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes (Figura 2.24, Taula 4.15). Si a l'equació de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament de cada bloc sota aquests dos supòsits. Els valors estimats de la columna d'aigua per l'arrabassament de blocs en cas de tempestes (Hs) i tsunamis (Ht) a aquestes alçades varien en metres en alguns casos. En el cas de les tempestes els valors de la columna mitjana és de 34,51 m i 33,76 m aplicant les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament, i de 23,63 i 23,44 m per les columnes d'aigua per tsunamis respectivament (Taula 4.15).

Nott (2003) Arrabassament		Nott (2003) Subaeri		Engel i May (2012) Arrabassament		Engel i May (2012) Subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
23,63	34,51	20,45	21,82	23,44	33,76	20,47	21,86

Taula 4.15. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària baix diferents supòsits de desplaçaments de blocs (arrabassament i subaeri) amb les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

En el cas de blocs subaeris els valors de la columna mitjana d'aigua pel seu desplaçament, en cas de tempestes han de ser 21,82 i 21,86 m sobre el bloc, segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament (Taula 4.15). En el cas de tsunamis els valors serien de 20,45 i 20,47 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012). S'observa a la Figura 4.50 les columnes d'aigua per cada bloc, on els blocs Hs d'arrabassament han de menester columnes d'aigua molt elevades i que no corresponen a cap tempesta enregistrada i coneguda al Mediterrani occidental. La tipologia de penya-segat permet poder parlar de blocs clarament associats a tsunamis, ja que l'alçada dels blocs, la seva morfometria i la relació de les seves potències amb àrees font de denudació, més les columnes d'aigua necessàries per la seva remobilització, en cas de blocs subaeris, o el seu arrabassament, en cas de blocs delimitats per juntes, fa pensar en tsunamis.

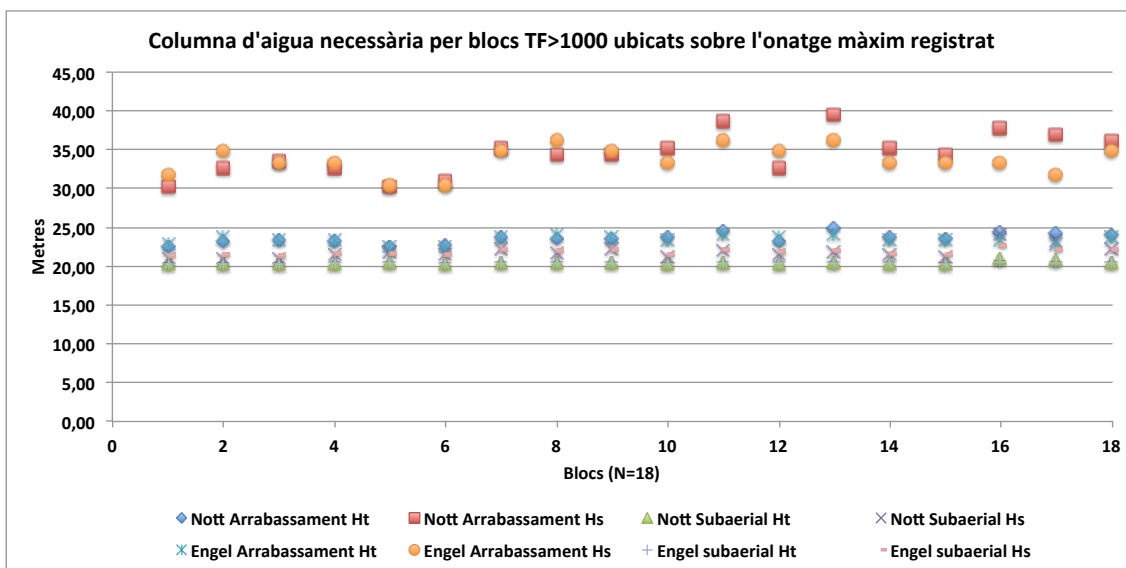


Figura 4.50. Columnes d'aigua necessàries, segons diferents supòsits i autors, pel arrabassament i desplaçament de blocs sota els supòsits d'ones de tempesta i tsunami.

L'orientació dominants d'aquest 18 blocs ubicats sobre les plataformes és de 98°, orientacions que no coincideixen amb les possibles refraccions de les fonts tsunamítics ni les modelitzacions realitzades per Roger i Hébert (2008) a Menorca (Figura 2.14) ni amb les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2011) també a aquest sector N (Figures 2.18, 2.20), ja que s'han de tenir present les dissipacions que genera el fregament de les ones amb la costa amb la seva refracció del SE cap al NW del sector on trobem aquesta àrea. Tot i açò, les orientacions d'aquests blocs no ajuden a donar una explicació a la refracció dels tsunamis entre el canal de Mallorca i Menorca, ni a les trajectòries deformades que afecten la costa N de l'illa. Una altra explicació a la presència d'aquests blocs, tal com també s'ha dit a l'àrea de Punta Nati i cales Pous, podrien ser els tsunamis associats a grans esclavissades submarines, com el cas del BIG'95 a Eivissa (Lastras et al., 2007; Iglesias et al., 2012), però aquest sector queda lluny de la influència d'aquest fenomen. Canals et al. (2004) cartografia una zona de possible influència al N de Menorca provinent del Golf de Lleó, amb possibles esclavissades.

4.6.2.3.- Sector Sud Est

En una primera fase de l'estudi es realitzà l'anàlisi de la presència de blocs d'aquest sector SE (Roig-Munar et al., 2014) realitzant l'anàlisi morfomètrica sense l'anàlisi de les àrees de l'illa de l'Aire i Punta Prima (Figura 4.51), i aplicant la morfometria de blocs sense correcció per triangulació (Figura 3.1 c i d). Dels resultats de l'anàlisi de 850 blocs en donaren 181 amb valors de $TF > 1.000$ a sis àrees analitzades, i en funció de cadascuna els autors determinaven que en 3 de les 6 àrees calien processos mixtes de tempestes i tsunamis, mentre que a les 3 restants els processos tsunamítics eren força evidents, tant per la tipologia de blocs, àrees font, com per les orientacions coincidents amb les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2011).

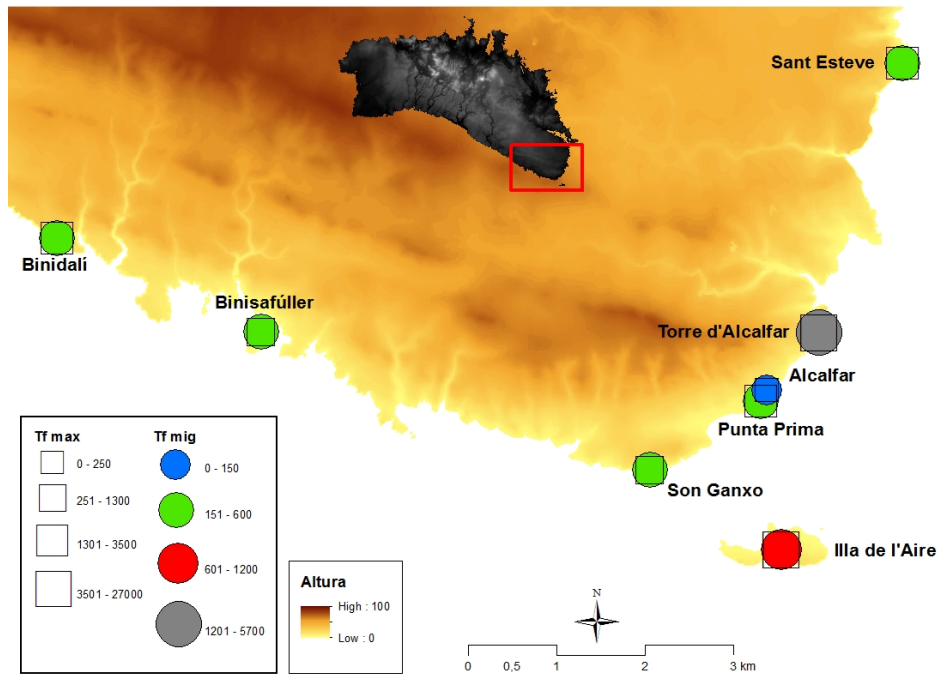


Figura 4.51. Ubicació de les vuit àrees mostrejades a la costa SE de Menorca amb representació del TF mitjà i màxim de cada àrea. Altura representada en m.

En aquest cas es caracteritzen 1.043 blocs del sector SE (Figura 4.51), conformant-se com el sector d'estudi més oriental de les Illes Balears. Aquest sector es troba a la regió meridional de l'illa, formada per una plataforma tabular de calcarenites i calcilutites miocenes en què es diferencien tres grans unitats: una zona central, més elevada, flanquejada per dues àrees de menors altures. Tal disposició respon a un anticlinal lax que defineix l'estructura de la meitat meridional de l'illa, el Migjorn (Gelabert et al., 2005). Aquesta meitat meridional SE presenta una costa escarpada i rectilínia a la zona de Binidali, amb alçades de penya-segats de 15 m que disminueixen de forma progressiva cap l'extrem oriental fins la cota 0, corresponent a perfils de tipologia 1 a St. Esteve. Els resultats del model de Roger i Hébert (2008) indiquen que alguns sectors d'aquesta costa SE són els més propensos a l'arribada d'onades associades a tsunamis. Aquest litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 8,5 m amb un component dominant del SE (Cañellas et al., 2007).

Es presenta l'anàlisi del 1.762 blocs analitzats a vuit àrees del sector SE (Figura 4.51) amb les correccions morfomètriques realitzades mitjançant triangulació, i que representen el 56,4% dels blocs analitzats a Menorca (Taula 4.13), on el 15,55% dels blocs superen el TF1.000 i el 29,9% d'aquests es troben sobre penya-segats més alts que les ones màximes registrades. El TF mitjà dels blocs és de 639 i les mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,27 x 1,7 x 0,6 m, amb un pes mitjà de 4,49 T i situats a una alçada mitjana de 5 m s.n.m. i a una distància mitjana de 34 m de la cornisa del penya-segat, amb una direcció mitjana dels blocs de 120°. Els blocs superiors als TF>1.000 presenten un TF mitjà de 2.466 (Figura 4.52) i les seves dimensions mitjanes dels eixos A, B i C són de 3,01 x 2,2 x 0,9 m, amb un pes mitjà de 11,62 T situats a una

alçada mitjana de 6,2 m s.n.m. i a una distància mitjana de 61 m de la cornisa del penya-segat, amb una direcció mitjana dels blocs de 143°.

Un cop calculat el $TF > 1.000$ obtenim dos sectors; Punta Prima i Binissafúller, que no presenten cap bloc amb aquests valors (Taula 4.13), per la qual cosa es destacren aquestes dues àrees com a zones mixtes o no tsunamítiques i considerant-les únicament com àrees amb presència de blocs associats a tempestes. Es tracta de dues àrees associades a la tipologia de perfil 1 (Figura 4.5) on diferenciem per una banda Punta Prima, amb presència de blocs arrodonits a les terrasses més baixes dels penya-segats i amb nombroses marques de fregament i arrabassament recents de blocs, així com la presència d'alguns blocs amb restes de fauna marina. Tot i açò a les parts més altes dels penya-segats es troben diferents cordons de blocs imbricats i associats a morfologies *flouwout* (Figura 4.53 a) i amb orientacions dominants dels blocs de 97°.

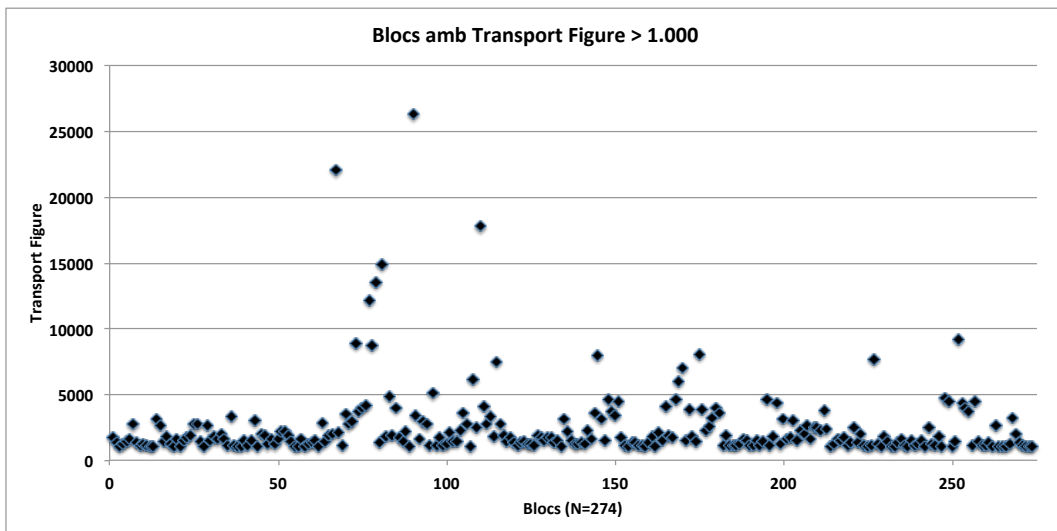


Figura 4.52. Representació de tots els blocs amb $TF > 1.000$ a la costa SE de Menorca.

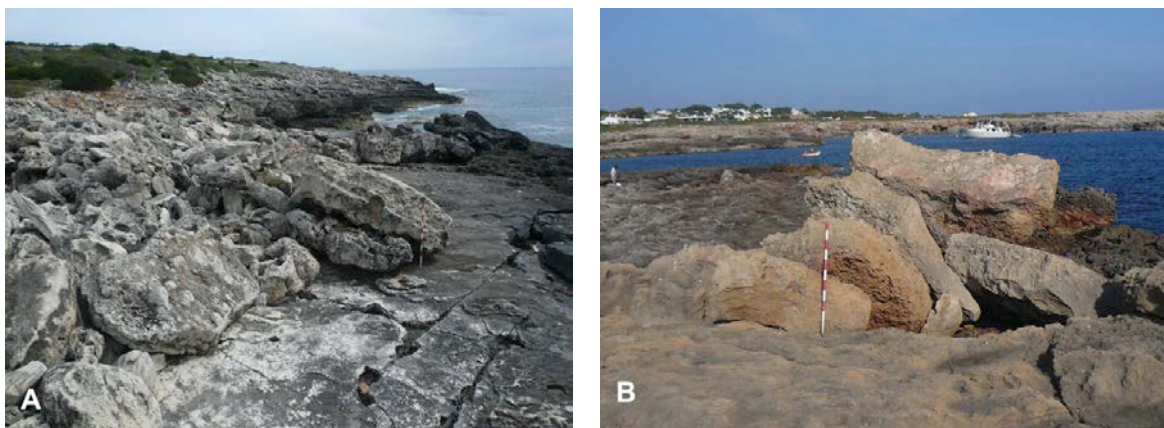


Figura 4.53 a i b. Alguns exemples de blocs de tempesta a Punta Prima (A), i alguns blocs imbricats sobre les plataformes de l'illot de Binissafúller (B).

En el cas de Binissafúller cal destacar la presència de blocs imbricats de grans dimensions de materials eolianítics (Figura 4.53 b), amb un TF mitjà de 152 i orientacions dominants de blocs de

162°. L'àrea presenta poques marques de fregament i cap marca de blocs arrabassats i els blocs presenten morfologies de cocons predeposicionals i postdeposicionals. Tot i no haver obtingut valors de $TF > 1.000$, no s'han de descartar els processos de retreballament constant que sofreixen aquests dos sectors, tot i que el retreballaments no han pogut minvar les dades de $TF > 1.000$ a dades tan baixes en dècades, com són els valors de TF mitjà 30 a Punta Prima i de 152 a Binissafúller.

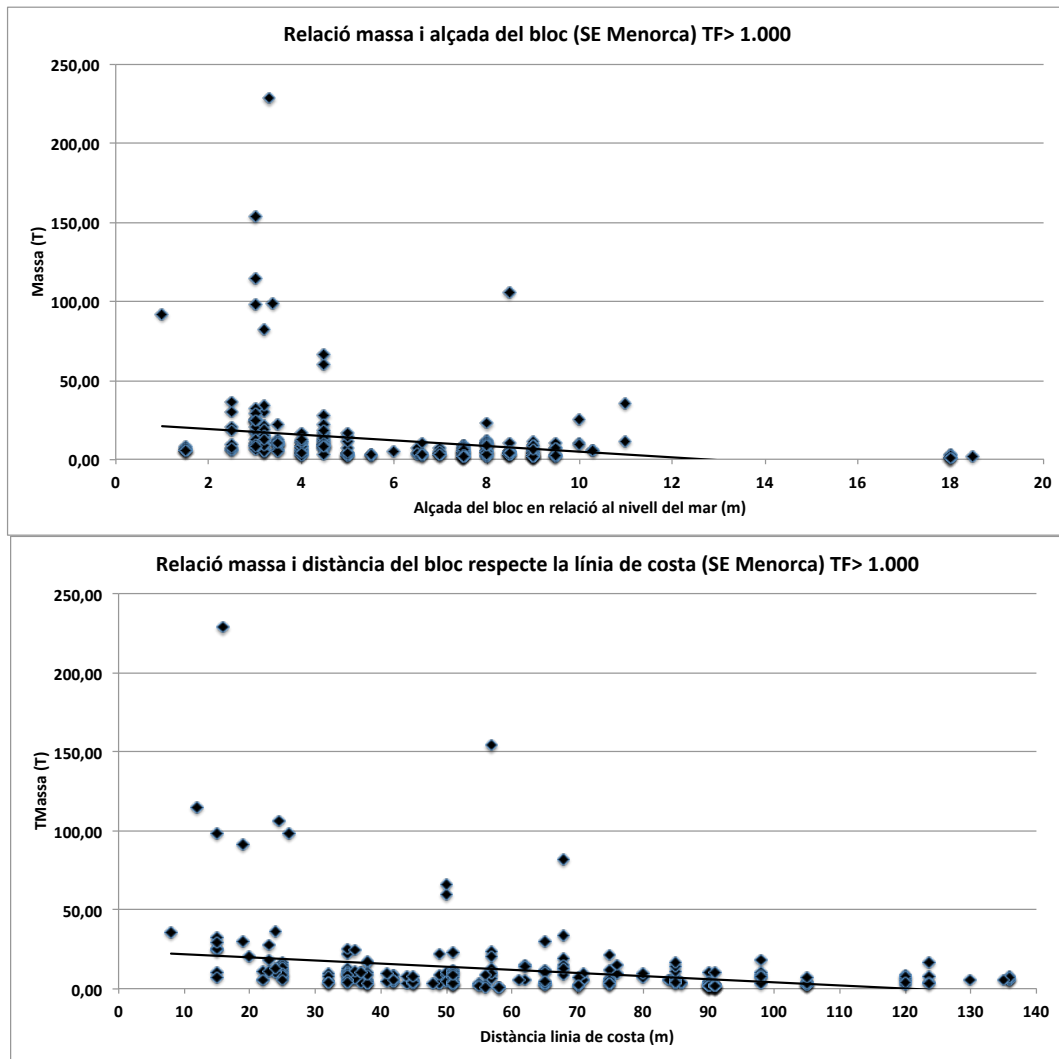


Figura 4.54 a i b. Distribució de blocs amb $TF > 1.000$ ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

A la Figura 4.54 a i b es representa la distribució dels blocs amb $TF > 1.000$ en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar, i en funció del pes i de la seva distància a la costa. De les vuit àrees mostrejades tan sols n'analitzem 6, ja que dues d'elles no assolien els mínims de TF . S'observa a la Figura 4.54 a que la distribució de blocs presenta una agrupació molt clara entre els 2,5 i 5,5 m d'alçada, mentre que la resta de blocs presenten una distribució a partir dels 6 m cap als 18 m d'alçada. Aquesta agrupació de blocs es correspon a les àrees amb perfil tipus 1 i 2, amb un pes mitjà de 12,5 T, mentre que els blocs dispersos entre les alçades de 6 i 18 m es corresponen a perfil de tipologia 3 i 4. El percentatge de blocs amb $TF > 1.000$ a les àrees de St.

Esteve, Son Ganxo, Binidali, Alcafar i Torre d'Alcafar és de 6, 4,4, 7,4, 14,4 i 100% en relació amb l'àrea (Taula 4.13). Aquestes àrees presenten perfil tipus 1, 2 i 4, i tot i el baix percentatge en valors $TF > 1.000$ en les 4 àrees, les seves orientacions ens indiquen trajectòries ben definides amb valors de 100° a St. Esteve, 184° a Son Ganxo, 177° a Binidali, 122° a Alcafar i 117° a Torre d'Alcafar, que presenten tots els blocs amb valors alts, coincidint amb els onatges dominants i també amb les trajectòries de tsunamis definides per Álvarez-Gómez et al. (2010).

S'observa també a la Figura 4.54 a que les alçades dels blocs no es corresponen en algunes ocasions a les alçades dels penya-segats tipus de l'àrea, ja que en algunes ocasions els blocs es veuen afavorits per morfologies *flowout* que permeten l'arribada de blocs a grans distàncies i alçades, com és el cas de la Torre d'Alcafar, que amb un penya-segat de 5,5 m es troben blocs a 10 m d'alçada, afavorit per un clar *flowout* que dona lloc a la presència de blocs imbricats a la part més elevada. A la Figura 4.54 b observem una distribució força homogènia entre els 22 m i els 90 m de la línia de costa, en aquest sentit cal fer esment que molts dels blocs ubicats a grans distàncies corresponen a l'illa de l'Aire, amb perfil de tipologia 5 (Figura 4.9) i on els blocs es troben a distàncies considerables de les cornises dels penya-segats, afavorits per un perfil que dona lloc a desplaçaments de blocs cap a cotes inferiors. La resta de distribucions de blocs es corresponen a perfils 1, 2 i 4, on les distàncies mitjanes d'aquests en relació amb la cornisa és de 37 m i un pes de 10,1 T. Mentre que si tenim presents els blocs de l'illa de l'Aire aquestes mitjanes són de 61,9 m de distància amb 10,3 T.

Les orientacions dominants dels blocs d'aquestes 6 àrees és de 146° indicant l'orientació dels blocs amb relació als onatges dominants i també les orientacions dominants de les trajectòries tsunamítiques definides per Roger i Hébert (2008) a Menorca (Figura 2.14) i les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) també a Menorca, on els escenaris S-3, S-5, S-6, S-7, S-8 i S-9 donen com a resultat l'arribada directe de tsunamis a aquest ad SE de l'illa (Figura 2.18 i 2.20). A causa de la direccionalitat de propagació de tsunamis de cadascuna de les fonts sísmiques potencials, els tsunamis afecten de forma diferent a diversos sectors de Balears, estant aquest sector de Menorca especialment afectat per les trajectòries de direcció NNW- SSE. D'aquestes àrees destaquem St. Esteve i Alcafar per la seva distribució de blocs en cordons imbricats al llarg de la línia de costa, i associats aquests a diferents denudaments de les terrasses associades, conformant-se aquestes com a àrees font (Figura 4.55 a i b). S'observen a la Figura 4.55 c i d els exemples de son Ganxo i la Torre d'Alcafar, amb presència de blocs imbricats associats a capes denudades de la cornisa, destacant la Torre d'Alcafar per la presència d'un *flowout* ben definit que afavoreix l'impuls de blocs a alçades superiors a la cornisa del penya-segat. De les àrees analitzades cal destacar l'illa de l'Aire, on es realitzaren sis sectors d'anàlisi en funció de les agrupacions de blocs, amb àrees font ben definides, i de l'alçada dels penya-segats. D'aquestes sis àrees 5 d'elles associades als penya-segats del S de l'illa, i una al marge NE on els blocs es troben associats a un perfil de tipus 1 i presenten elevats graus de subarrodoniment.



Figura 4.55. A; Agrupació de blocs imbricats a Alcalfar. B; Cordó superposat de blocs imbricats a St. Esteve. C; Blocs imbricats a son Ganxo. D; Blocs imbricats associats a un *flowout* a la Torre d'Alcalfar.

De les sis àrees amb $TF > 1.000$ escollim aquelles que presenten blocs per sobre l'alçada màxima de les ones registrades, Binidali, amb un perfil de tipologia 4, i dos sectors de l'Illa de l'Aire amb un perfil de tipologia 5 (Figura 4.51) amb alçades de 10 i 11 m s.n.m. Els blocs mesurats (82 blocs) presenten un TF mitjà és de 1.984 i les mesures morfomètriques mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,21 x 1,5 x 0,8 m, amb un pes mitjà de 4,29 T, i situats a una alçada mitjana de 9,2 m s.n.m. i a una distància mitjana de 62 m de la cornisa del penya-segat. La disposició d'aquests blocs es troba associada a morfologies *flowout* ben definides sense presència de cordons i amb algunes agrupacions de blocs, on la potència dels blocs es correspon a les capes denudades de l'àrea font ubicada a la cornisa. A la Figura 4.56 a s'observen dues concentracions, la major concentració d'aquests blocs es situa entre els 7 i 11 m d'alçada amb un pes mitjà de 5 T, i la segona concentració es troba a 18 m d'alçada amb un pes mitjà de 3,4 T. Aquestes concentracions defineixen dues àrees d'estudi, per una banda l'illa de l'Aire, amb blocs ubicats per sota del nivell de la cornisa del penya-segat, obeint a la tipologia de perfil 5, on troben trasllat de blocs a cotes inferiors del penya-segat, i una segona a Binidali amb blocs ubicats sobre una mateixa cota més elevada que el penya-segat i afavorits per un *flowout*. A la Figura 4.56 b s'observen dues distribucions clares de blocs, una molt marcada als 52 m i l'altre corresponent als blocs dels dos sectors de l'illa de l'Aire i sempre a cotes inferiors als 10 m de penya-segat.

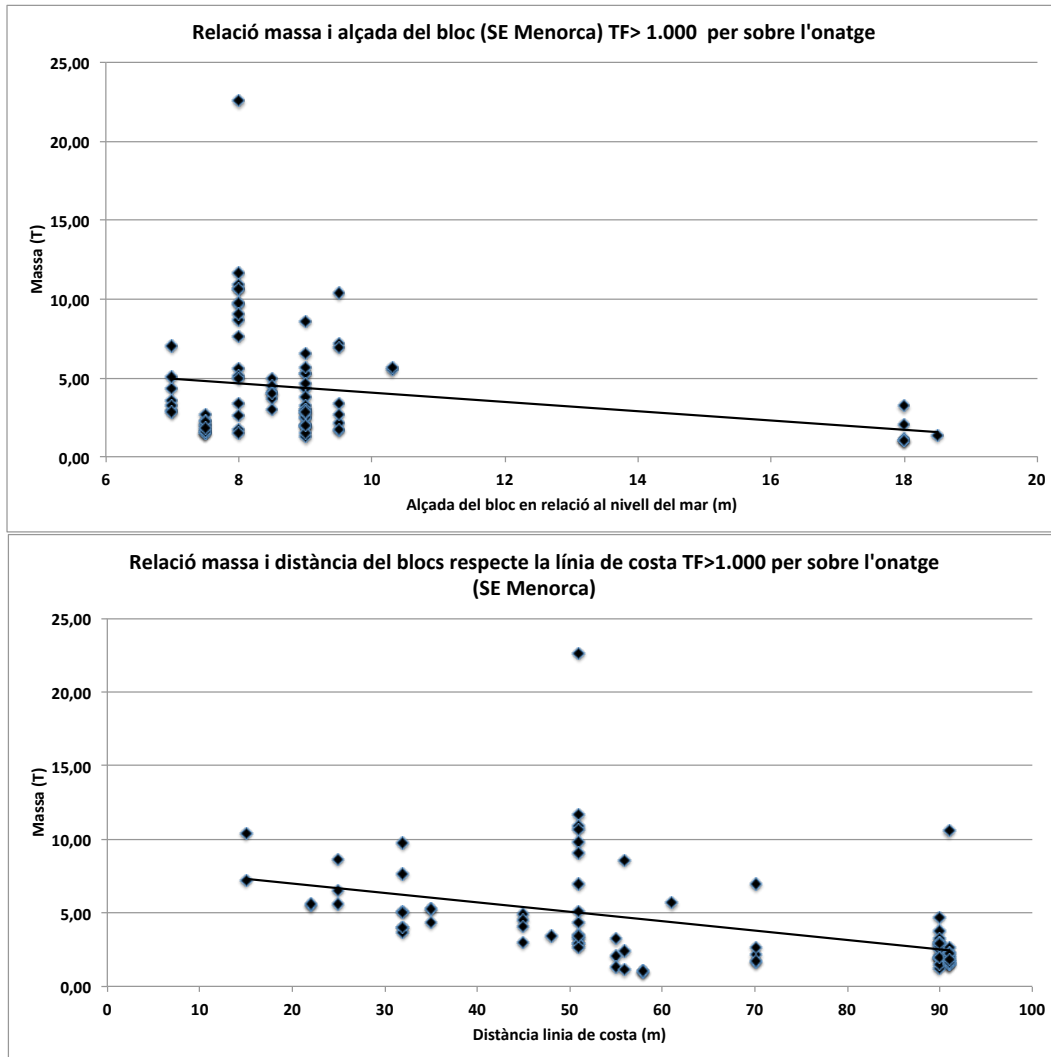


Figura 4.56 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'alçada de les ones màximes registrades i en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

Nott (2003) Arrabassament		Nott (2003) Subaeri		Engel i May (2012) Arrabassament		Engel i May (2012) Subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
13,90	25,59	10,65	12,62	12,30	19,20	10,48	11,94

Taula 4.16. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària sota diferents supòsits de desplaçament de blocs (arrabassament i subaeri) amb les equacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

A aquestes dues àrees se'ls ha aplicat les equacions de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge de tempesta (Hs) i de tsunami (Ht) necessària pel seu desplaçament baix dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes (Figura 2.24). Si a l'equació de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament de cada bloc sota aquests dos supòsits (Figura 4.57). Els valors estimats de la columna d'aigua per l'arrabassament de blocs en cas de tempestes (Hs) i tsunamis (Ht) a aquestes alçades varien en metres en alguns casos. En el cas de tempestes, els valors de la columna mitjana és de 25,59 m i 19,25 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament, i de 13,90 i 12,13 m en el cas de les columnes

d'aigua per tsunamis respectivament (Taula 4.16). En el cas de blocs subaeris els valors de columna mitjana d'aigua pel seu desplaçament, en cas de tempestes és de ser 12,62 i 11,59 m sobre el bloc, segons Nott (2003b) i Engel i May (2012) respectivament (Taula 4.16). En el cas de tsunamis els valors serien de 10,65 i 10,48 m segons Nott (2003b) i Engel i May (2012). S'observa que els fluxos necessaris pel desplaçament d'aquest blocs presenten poques variacions en el cas d'aquestes dues darreres equacions, tot i que s'han de fer diferències entre les diferents tipologies de perfils que presenten les dues àrees. A la Figura 4.57 les columnes d'aigua per cada bloc, indiquen que els blocs Hs d'arrabassament han de menester columnes d'aigua molt elevades i que no corresponen a cap tempesta enregistrada i coneguda al Mediterrani occidental. La tipologia de penya-segat de tipologia 4, i de tipologia 5 amb alçades de 10 i 11 m s.n.m., permet poder parlar de blocs clarament associats a tsunamis, ja que l'alçada i distància dels blocs, la seva morfometria i la relació de les seves potències amb àrees font de denudació, més les columnes d'aigua necessàries per la seva remobilització, en cas de blocs subaeris, o el seu arrabassament, en cas de blocs delimitats per juntes, fa pensar en tsunamis.

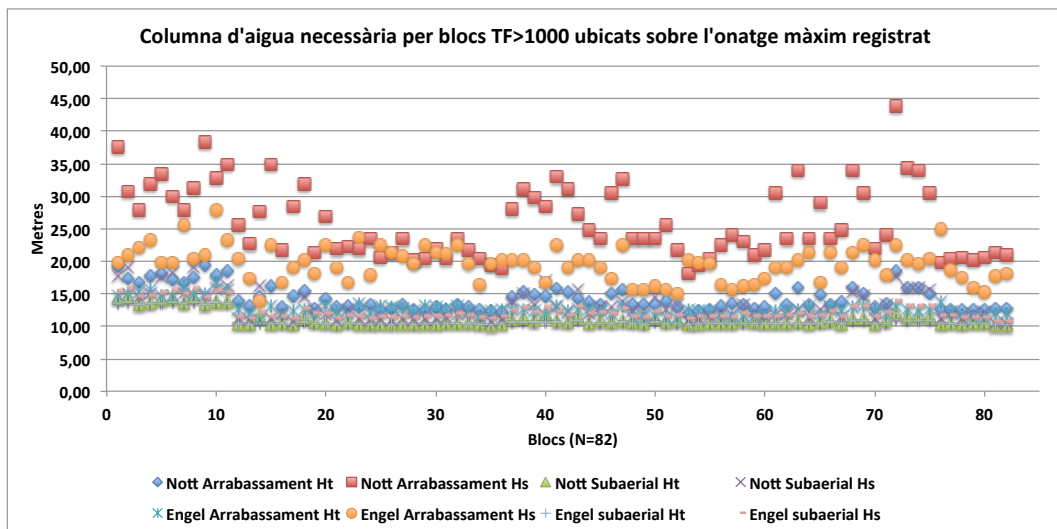


Figura 4.57. Columnes d'aigües necessàries, segons diferents supòsits i autors, pel arrabassament i desplaçament de blocs baix els supòsits d'ones de tempesta i tsunami.

Les orientacions dominants d'aquests 82 blocs és de 155° , orientacions que coincideixen amb les fonts tsunamítiques modelitzades per Roger i Hébert (2008) a Menorca (Figura 2.14), i amb les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) també a aquest sector SE (Figures 2.18, 2.20). En aquest cas són vàlids tots els escenaris definits per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) que donen com a resultat l'arribada directe de tsunamis a aquest sector SE de l'illa (Figura 2.18 i 2.20) tractant-se d'un sector eminentment tsunamític malgrat que tan sols dues àrees presentin blocs ubicats sobre perfils no afectats per l'onatge.

Aquestes dues àrees, Binidali i illa de l'Aire, es poden observar a la Figura 4.58, on es veu el perfil de Binidali, amb cert extraplom a les seves bases, i la distribució amb forma de blocs

individuals sobre la plataforma (Figura 4.58 a i b). Els blocs superiors a TF 1.000 no presenten imbricació i es distribueixen de forma aïllada associats clarament a una morfologia *flowout*.



Figura 4.58 a, b, c, d, e i f. Penya-segats de Binidali i blocs aïllats ubicats sobre la plataforma (A i B). Perfil costaner dels sectors analitzats a l'illa de l'Aire i distribució de blocs a cotes inferiors que la cornisa (C i D). Blocs arrabassats de les cornises i ubicats a cotes inferiors d'aquestes amb presència de blocs al llarg de les trajectòries (E i F).

A la Figura 4.58 c, d, e i f s'observen exemples de distribució de blocs dels dos sectors de l'illa de l'Aire que presenten perfils de tipologia 5 i es troben sobre l'alçada de les ones majors registrades. Aquests dos sectors presenten blocs associats a àrees font ben definides a les cornises dels penya-segats i com s'observa a la Figura 4.56 a la seva distribució pel que fa a l'alçada és inferior a la cota del penya-segat, seguint el model del perfil tipus 5. Aquest tipus de perfil afavoreix la presència de blocs a cotes inferiors, fins el punt que en algunes de les àrees de l'illa els blocs arriben dels penya-segats del SE, on trobem les àrees font i els majors impactes

dels fluxos tsunamítics en aquest sector analitzat, fins a la cota 0, corresponent a les platges del NNW. El perfil de l'illa permet tenir una distribució de blocs al llarg de tota la seva superfície, fins arribar en el cas de blocs associats a penya-segats superiors a l'onatge registrat, als 92 m de distància (Figura 4.56 b), tot i que si es prenen els valors dels blocs $TF > 1.000$ de tota l'illa aquests arriben fins els 145 m de distància (Figura 4.54 b).

4.6.2.4.- Discussió

La presència de blocs a Menorca es focalitza als tres sectors analitzats (Figura 4.37, 4.44 i 4.51), i donen resposta a la hipòtesis de Roger i Hébert (2008) que es requerien estudis de dipòsits de tsunamis a la Mediterrània occidental, amb especial atenció a les illes Balears. En general la presència de blocs mostra bona concordança amb les modelitzacions de tsunamis realitzades per Roger i Hébert (2008), Sahal et al. (2009), Álvarez-Gómez et al. (2010 i 2011) i per Periañez i Abril (2013). A les àrees analitzades a la costa N i associats a perfil de tipus 4, la presència de blocs a grans alçades no és fàcilment explicable amb fluxos de tsunami provinents d'Algèria, tot i que les modelitzacions marquen les zones com a possibles àrees afectades. Aquests tres sectors mostrejats coincideixen també amb els models de temps de viatge d'ones modelitzats per Shindelé et al. (2008) i Sahel et al., (2009), i posteriorment ratificat per Shindelé et al. (2015), on els models ja informen de possibles trajectòries de distorsió de l'onatge de tsunamis que afecta el litoral, especialment al canal ubicat entre Mallorca i Menorca. La manca de blocs a àrees com la costa N de l'illa és atribuïble també a la morfologia, degut a la diversitat geològica i estructural, i als continus processos morfològics als quals està sotmesa, i que donen molta inestabilitat als penya-segats (Roig-Munar et al, 2013), fet que dificulta trobar registres de blocs associats a diferents fluxos, tant de tempesta com de tsunami.

La distribució de blocs es focalitza a les costes denominades dures de Menorca, ja sigui sobre materials carbonatats del Miocé, calcàries del Juràssic o eolianites, on els agents erosius són més lents, fet que permet mantenir els registres de processos de tempesta o tsunamis que hagin afectat a cadascuna de les àrees analitzades en relació amb el perfil tipus definit a cada àrea i trobar com a testimonis aquests blocs.

L'aplicació de la fórmula del Transport Figure (Scheffers i Kelletat, 2003) permet destriar de forma senzilla blocs associats a diferents fluxos, tempesta i tsunami, tot i que com s'ha pogut comprovar al sector Nord, amb molts valors superiors a $TF1.000$ s'han d'atribuir a fluxos de tempesta amb blocs associats a morfologies *flowout* ben definides. És per açò que és imprescindible analitzar geomorfològicament cadascuna de les àrees i relacionar aquestes processos actuals per poder determinar clarament el seu origen.

Cal destacar que els Sector Sud Est està considerat el de major incidència d'afectació per les trajectòries dels tsunamis provinents d'Algèria i per la seva amplificació d'ona (Roger i Hébert, 2007). Aquest sector és el de màxima incidència a les illes Balears (Hébert, 2003; Sahal et al.,

2009; Álvarez-Gómez et al. 2010; Periañez i Abril 2013). En algunes àrees analitzades a aquest sector es troben els millors exemples de cordons ben definits de blocs arrabassats no retreballats associats a perfils de tipus 3, 4 i 5, com St Esteve, Alcafar i Illa de l'Aire (Figura 4.51), que reforcen la incidència de les trajectòries definides per diferents autors en aquest sector i aporten testimonis morfològics, seguint les propostes de Roger i Hébert (2008). Els sectors Sud Oest i Nord es presenten clarament com a sectors mixtes però amb domini de tempesta, on els blocs i les plataformes presenten símptomes de retreballament (impactes, arrabassament, arrodoniment i fauna marina) i on les orientacions dels blocs inferiors a TF1.000 denoten incidència de l'onatge, tot i que les orientacions dels conjunt de blocs amb TF>1.000 informen de les refraccions definides a aquestes àrees per Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011). La presència de blocs de tsunamis en el sector SE de l'illa contradiu les poques evidència trobades per Paris et al. (2010) en els sectors Est i Sud analitzats.

La definició de perfils tipus, conjuntament amb la presència de morfologies ben definides o la descripció de fenòmens morfològics actuals és configura com un valor a tenir present en l'explicació de fenòmens que han actuat sobre cadascuna de les àrees, malgrat no s'assoleixin valors de TF>1.000, ja que el paper de la morfologia de costa és important per processos de retreballament de blocs.

L'aplicació de les equacions de columnes d'aigua sobre els blocs amb TF>1.000, i la seva relació amb el perfil de l'àrea, informa de dos sector on es poden donar processos mixtes de tsunami i tempesta, com són els sectors SE i W, amb domini i retreballament de blocs per part de tempestes, destacant aquelles àrees associades a perfils de tipologia 1 on els blocs de tsunamis hi són de forma testimonial a les zones més altes del perfil. En conseqüència àrees que es troben desestimades per un TF<1.000 poden ser àrees de retreballament de blocs per part de tempestes, ja que les morfologies de blocs indiquen el seu transport i deposició per fluxos de tsunamis.

4.6.3.- Illes Pitiüses

S'han analitzat 6 àrees (5 a Eivissa i 1 a Formentera), on el treball de camp ha permès seleccionar aquells blocs representatius de cada una de elles. S'han identificat 437 blocs que representen el 10,9% dels blocs analitzats a l'arxipèlag, 10,22% a Eivissa i el 0,67% a Formentera (Taula 4.6). A la Taula 4.17 s'observen el nombre de blocs mesurats a cadascuna de les àrees, els valors percentuals dels blocs per àrees, els percentatges de blocs superiors a TF 1.000, i aquells blocs superiors a TF 1.000 ubicats sobre penya-segats superiors a l'onatge màxim registrat i el percentatge en relació amb els superiors a TF 1.000. A l'Annex 3 es pot veure la fitxa de cada àrea de les dues illes, que conjuntament amb l'anàlisi morfomètrica permeten obtenir una visió dels fenòmens que han pogut influir en la presència de blocs a cada àrea.

SECTOR	CODI	Ubicació	N	% Blocs	% Sectors	N TF> 1.000	% >TF 1.000	% Àrea	% Sector	blocs sobre ona	% sobre ona
Pitiüses	AB	Punta Arabí	93	21,28		8	12,50	8,60	13,44	0	0,00
	PV	Punta Verda	161	36,84		0	0,00	0,00	0,00	0	0,00
	PL	Pou d'es Lleó	75	17,16		19	29,69	25,33	39,58	0	0,00
	PD	Punta Pedrera	10	2,29		10	15,63	100,00	156,25	10	27,78
	ST	Sant Antoni	71	16,25	410	1	1,56	1,41	2,20	0	0,00
	FT	Punta Prima	27	6,18	27	26	40,63	96,30	150,46	26	72,22
			437	100,00	437	64	100			36	100,00

Taula 4.17. Nombre de blocs mostrejats per àrees a les illes Pitiüses, percentatges de blocs superiors a TF 1.000 i ubicats sobre àrees on no hi arriba l'onatge.

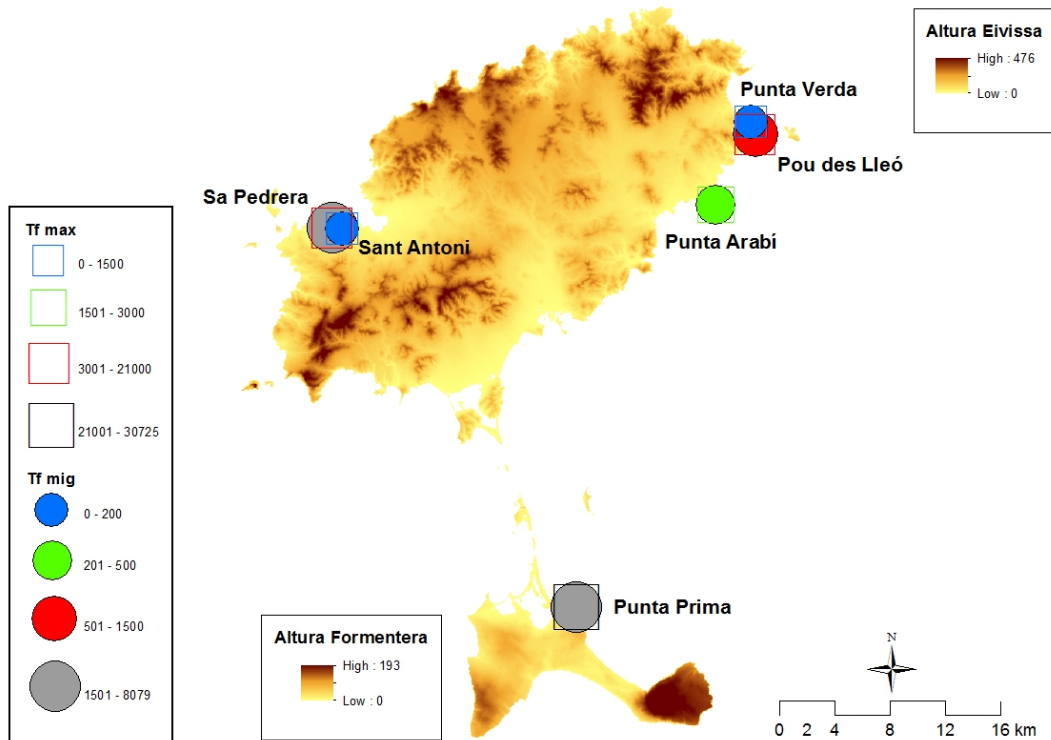


Figura 4.59. Ubicació de les sis àrees mostrejades a les Pitiüses amb representació del TF mig i màxim de cada àrea. Altura representada en m.

No s'han trobat treballs sobre presència de blocs associats a fluxos de tempesta o tsunami a les illes Pitiüses. Cal destacar però l'aportació realitzada per Nozal et al. (2015) en relació amb la discussió sobre l'origen dels blocs d'ordre mètric i amb la formació de cordons presents a les

costes rocoses de Formentera, on els autors els interpreten com a blocs de tsunami i/o blocs de tempestes, sense definir cap dels fluxos dominants, d'acord amb els treballs de Roig-Munar et al. (2014) realitzats a Mallorca i Menorca. Per tant es pot dir que no existeixen treballs que determinin de manera clara l'origen d'aquest blocs a Formentera i cap treball localitzat a Eivissa o als illots associats.

4.6.3.1.- Resultats

De les sis àrees analitzades (Figura 4.58) s'ha calculat el TF mitjà amb un valor de 949 amb mesures mitjanes dels eixos A, B i C de 1,93 x 1,61 x 0,72 m, amb un pes mitjà de 4,18 T, i situats a una alçada mitjana de 5,73 m s.n.m. i a una distància mitjana de 28,30 m de la cornisa del penya-segat. El nombre de blocs que superen el $TF > 1.000$ és de 64 (Taula 4.17, Figura 4.58), un 6,7% del total analitzat, amb un 9,7% a Eivissa i un 96,3% a Formentera, presentant una distribució desigual al llarg de totes les àrees.

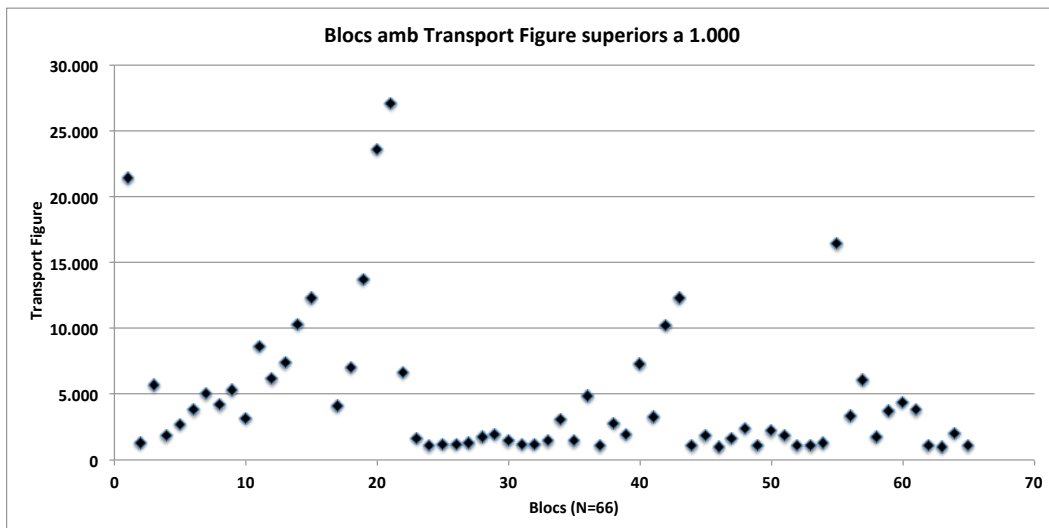


Figura 4.60. Representació dels blocs amb TF superior a 1.000 a les Pitiüses.

Els blocs amb $TF > 1.000$ (Figura 4.60) presenten un valor mitjà de TF 5.189 i les dimensions mitjanes d'A, B i C són de 2,35 x 1,99 x 1,17 m., amb un pes mitjà de 8,37 T situats a una alçada mitjana de 10,39 m s.n.m. i a una distància mitjana de 59,81 m de la cornisa del penya-segat. L'aplicació d'aquest paràmetre dona com a resultat que a Punta Verda no tinguem cap bloc amb $TF > 1.000$, mentre que a Sant Antoni presenti un sol bloc amb $TF > 1.000$. Aquestes dues àrees corresponen a la tipologia de perfil 1 (Figura 4.5), situades sobre materials d'eolianites del Quaternari amb abundància de blocs arrodonits i subarrodonits, amb marques d'impactes i d'arrabassaments, així com presència de fauna marina i marques de balanos als blocs emergits propers a la zona de la cornisa.

A la Figura 4.61 a i b es representa la distribució dels blocs amb $TF > 1.000$ en funció del seu pes i de la seva alçada sobre el nivell del mar, i en funció del pes i de la seva distància a la costa,

on cadascuna de les àrees disposa de blocs majors a TF 1.000. La major concentració de blocs se situa entre els 8 i 13 m de distància, amb valors mitjans de pes de 7,5 T. Podem apreciar dues concentracions de blocs corresponent aquestes a les àrees de penya-segats de tipologia 2 i 3. La Figura 4.61 b mostra la distribució dels blocs en funció del seu pes i de la seva distància a la línia de costa, destacant les distàncies superiors a 90 m que corresponen a l'àrea de Punta Prima, Formentera, amb un perfil de tipologia 3.

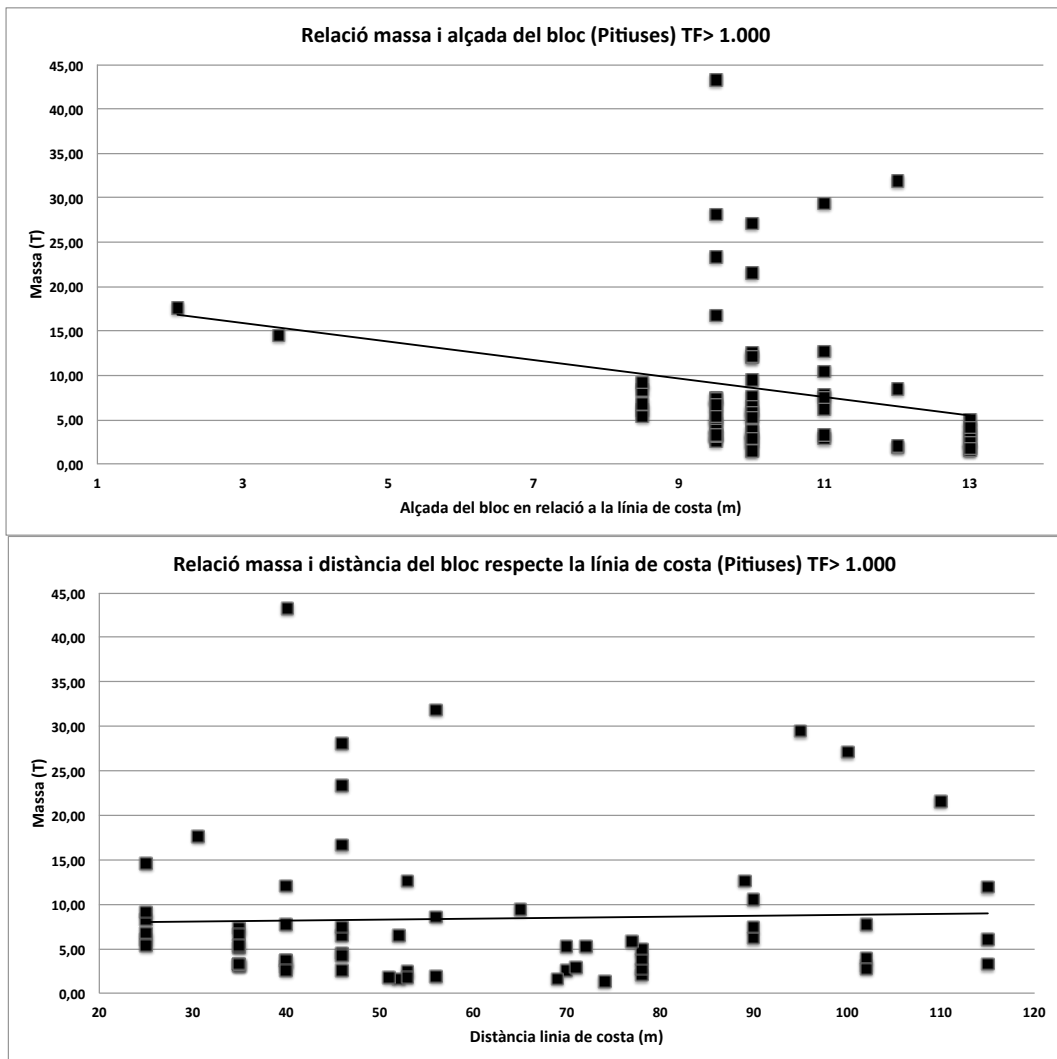


Figura 4.61 a i b. Distribució de blocs amb TF>1.000 en funció de la seva alçada sobre el nivell del mar i el seu pes, i en funció de la distància a la costa i del seu pes.

De les 5 àrees amb valors de TF>1.000, seguint la metodologia de Roig-Munar et al. (2015), s'han escollit dues àrees on la altura del penya-segat és superior a la altura màxima de l'onatge, Punta Pedrera i Punta Prima (Figura 4.58). El resultat és de 36 blocs, el 100% dels analitzats a sa Pedrera (Eivissa) i el 96,3% a Punta Prima (Formentera). Aquests blocs presenten un TF mitjà de 7.225 i les mesures mitjanes dels eixos A, B i C són de 2,30 x 1,80 x 1,20 m, amb un pes mitjà de 8,70 T, situats a una alçada mitjana de 11,18 m s.n.m. i a una distància mitjana de 78,31 m de la cornisa del penya-segat. A la Figura 4.62 a i b es representa la distribució dels blocs amb TF>1.000 de les dues àrees en funció de la seva línia distància a la costa i del seu pes, on la major

Punta Prima (Figura 44.59) on cal destacar que les bases dels penya-segats presenten cert extraploms per erosions diferencials. La ubicació dels blocs es distribueix sobre una plataforma tabular amb presència de diferents cordons i blocs imbricats, que des de la zona de la cornisa del penya-segat arriben a distància direcció SE-NNE de fins a 115 m, i on no s'han de destacar que alguns dels blocs es trobin a la zones submergides del marge NE del petit promontori. L'orientació dominant d'aquests blocs és de 131° , que marca clarament les direcció provinents de fluxos d'Algèria, que conjuntament amb l'alçada dels penya-segats i les columnes d'aigua necessàries pels seus arrabassaments (Figura 4.64) duen a afirmar que es tracta d'una zona afectada per tsunamis.

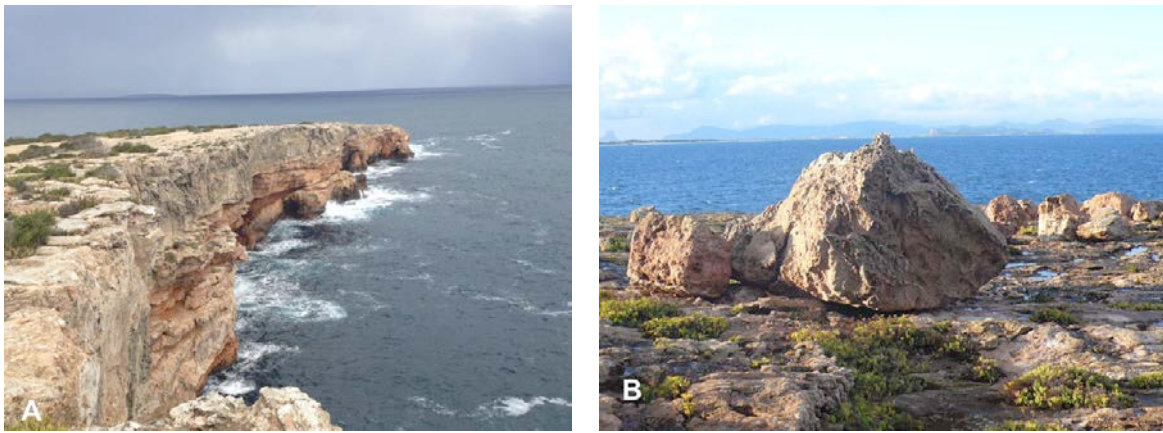


Figura 4.63 a i b. Penya-segats de Punta Prima i exemples de blocs ubicats sobre la plataforma tabular a 13 m s.n.m

Als blocs de Punta Prima i Punta Pedrera se'ls ha aplicat les fórmules de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012), obtenint valors d'alçada mínima d'onatge de tempesta (H_s) i de tsunami (H_t) necessària pel seu desplaçament sota dos supòsits, blocs subaeris i blocs delimitats per juntes (Figura 2.24). Si a la formulació de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) obtenim les columnes d'aigua necessàries pel desplaçament de cada bloc sota aquests dos supòsits (Figura 4.64, Taula 4.18). Per a Punta Pedrera els valors necessaris per els valors de H_t són de 9,4 m per blocs subaeris i 11,4 m per blocs condicionats per juntes, mentre que el H_s són de 10,9 m i 18,5 m respectivament. En aquest cas Punta Pedrera es troba ubicada a SW de l'illa d'Eivissa i la mitjana d'orientació dels blocs és de 161° . Aquest sector també es troba força exposat per les trajectòries S-1, S-2 i S-3 definides per Álvarez-Gómez et al. (2011) i modelitzades per Alasset et al. (2006) arrel del tsunami de Zemmouri del 2003, on el model definia l'àrea de Punta Pedrera com una àrea afectada pel tsunami.

D'acord amb la morfologia de la costa d'aquestes dues àrees, amb penya-segats de tipologia Perfil 3, i segons els valors de les columnes d'aigua calculades a partir d'Engel i May (2012), la distribució dels blocs superiors a $TF > 1.000$ ha de ser atribuïda a l'acció de tsunamis. Aquestes dades morfomètriques coincideixen amb les trajectòries de les modelitzacions de tsunamis realitzades per Álvarez-Gómez et al. (2010) al S de Formentera i amb les recents modelitzacions

de tsunamis en el cas del N d'Eivissa (Hébert, 2003; Alasset et al., 2006; Sahal et al., 2009), descartant d'aquesta manera l'origen de tempesta i el retreballament d'aquestes sobre els blocs presents sobre la plataforma.

Nott (2003) Arrabassament		Nott (2003) Subaeri		Engel i May (2012) Arrabassament		Engel i May (2012) Subaeri	
Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs	Ht	Hs
12,12	20,38	9,82	11,19	11,85	19,30	9,83	11,25

Taula 4.18. Valors mitjans de la columna d'aigua necessària sota diferents supòsits de desplaçaments de blocs (arrabassament i subaeri) amb les formulacions de Nott (2003b) i Engel i May (2012).

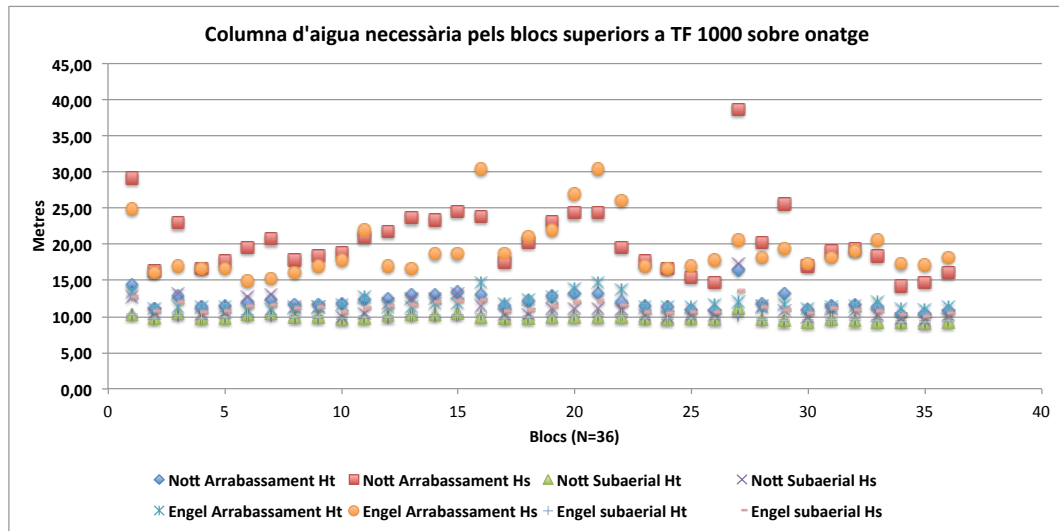


Figura 4.64. Columnes d'aigua necessàries per l'arrabassament de blocs i desplaçament sota els supòsits de tempesta i tsunami.

A l'àrea de Punta Prima tenim un penya-segat amb alçades de 9,5 m i una tipologia de penya-segat 3, a més de presentar extraplom a mig penya-segat per capturació marina de cavitats, fet que dona lloc a l'impacte de gran part de les ones dins aquestes cavitats. A la formulació d'Engel i May (2012) li afegim l'altura del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015) i obtenim columnes d'aigua necessàries en el cas de blocs subaeris de 9,96 m i en el cas de blocs condicionats per juntes de 12,02 m., aquesta valors en cas de tempestes són de 11,35 i 19,58 respectivament. Si prenem com a dada l'orientació mitjana dels blocs obtenim 130°, orientació d'aquests cap a la zona d'Algèria, focus dels principals tsunamis que afecten a les Balears, i coincidint amb les trajectòries S-1, S-2 o S-3 definides per Álvarez-Gómez, et al. (2011) que arriben a la punta SE de Formentera en aproximadament 30 minuts.

4.6.3.2.- Discussió

Els blocs de grans dimensions a les costes de les illes d'Eivissa i Formentera es troben repartits pel que es denominen costes dures, descartant aquelles àrees inestables presents

especialment a l'illa d'Eivissa, tot i que cal destacar que Eivissa i Formentera presenten un litoral força antropitzat on hi ha hagut explotació de blocs arrabassats.

Les zones amb presència de blocs coincideixen amb les modelitzacions realitzades per Alasset et al. (2006) i amb les trajectòries definides per Álvarez-Gómez et al. (2010 i 2011) i per Periañez i Abril (2013). Aquests sectors mostrejats coincideixen també amb els models de temps de viatge d'ones modelitzats per Shindelé et al. (2008) i Sahal et al. (2009) i posteriorment ratificat per Shindelé et al. (2015), on els models ja informen de possibles trajectòries de distorsió de l'onatge de tsunamis que afecten de forma envoltant el litoral.

A partir de l'anàlisi morfomètrica dels percentatges obtinguts per la presència de blocs amb $TF > 1.000$ (Figura 4.17) s'ha de destacar de forma clara l'àrea de Punta Prima, on els valors de les columnes d'aigua, la morfologia de la costa i dels blocs i les seves orientacions marquen clarament l'origen dels blocs tsunamítics.

De les sis àrees mostrejades no s'identifica cap àrea ni cap bloc que pugui ser atribuïble, per la seva posició, al flux BIG'95 associat al canal d'Eivissa (Canals et al., 2004; Lastras et al., 2004 a i b; Lastras et al., 2007; Iglesias et al., 2012), ja que possiblement en cas d'haver-se produït una afectació a la costa i la sortida, arrabassament o trasllat de blocs, aquests han estat retreballats al llarg del temps, especialment aquells que es trobarien associats a costes inestables de l'illa.

4.6.4.- Efecte de les tempestes sobre costes rocoses, el cas de Menorca

El creixent debat sobre el transport de blocs per destriar si són tsunami en vers a tempestes (Etienne i París, 2010; Hall et al, 2010; Switzer i Burston, 2010) ens obliga a considerar amb més detall el paper de les onades de tempesta a les costes rocoses de les àrees d'estudi. La importància de l'activitat d'ones de tempesta en les plataformes marines i penya-segats ha estat estudiada per Naylor i Stephenson (2010), Pérez-Alberti et al. (2012), Pérez-Alberti i Trenhaile (2015) i Erdmann et al. (2015) a les costes atlàntiques, i a les illes Balears per Balaguer et al. (2007 i 2008) en l'arrabassament de fragments. No obstant això es sap poc de les propietats hidràuliques de les onades de tempesta als penya-segats litorals de les illes Balears, i de la seva capacitat d'arrabassament, moviment i transport de blocs. Paris et al. (2009) i Goto et al. (2011) indiquen que la mida de blocs es pot utilitzar per estimar les velocitats de les corrents d'ones generades per les tempestes i els tsunamis, així com les seves distribucions espacials sobre les àrees, tot i açò a la literatura hi ha un considerable debat pel que fa al mecanisme que actua en el desplaçament cap a terra de blocs que es troben en les costes elevades al llarg el món, no diferenciant clarament mecanismes d'ones de tsunami o tempesta (Williams i Hall, 2004; Kortekaas i Dawson, 2007; Etienne i París, 2010; Switzer i Burston, 2010; Lorang, 2011). De cara a tenir una dada associada a blocs de tempestes recents que han afectat el litoral rocós, en aquest cas de Menorca, s'han caracteritzat diferents blocs associats a tempestes que afectaren àrees del SE, SW i N de Menorca.

Tempesta	Lloc	A (m)	B (m)	C (m)	T	Dist (m)	Alça (m)	TF
Nov. 2001	S'Algar	0,80	0,80	0,50	0,37	25,00	12,00	112,49
Nov. 2001	S'Algar	0,70	0,60	0,40	0,20	27,00	12,50	66,44
Nov. 2001	S'Algar	0,85	0,80	0,70	0,56	38,00	14,00	296,74
Nov. 2001	S'Algar	0,90	0,60	0,34	0,22	27,00	12,00	69,71
Nov. 2001	S'Algar	0,70	0,60	0,40	0,20	45,00	12,50	110,74
Nov. 2001	S'Algar	1,00	0,80	0,80	0,75	34,00	12,50	318,73
Nov. 2001	S'Algar	0,65	0,50	0,37	0,14	26,00	13,00	47,63
Gener 2009	Cala Blanca	0,90	0,65	0,38	0,26	54,00	9,00	126,60
Gener 2009	Cala Blanca	0,90	0,50	0,35	0,18	65,00	10,00	119,96
Gener 2009	Cala Blanca	0,80	0,80	0,65	0,49	65,00	11,00	348,54
Gener 2009	Cala Blanca	1,10	0,85	0,60	0,66	65,00	11,00	470,03
Gener 2009	Cala Blanca	0,85	0,65	0,40	0,26	65,00	10,00	168,33
Gener 2009	Cala Blanca	0,95	0,50	0,45	0,25	71,00	11,00	195,62
Gener 2009	Cala Blanca	0,90	0,50	0,40	0,21	71,00	9,00	134,78
Gener 2009	Cala Blanca	0,75	0,65	0,35	0,20	71,00	12,00	170,35
Gener 2009	Cala Blanca	0,74	0,50	0,35	0,15	71,00	12,00	129,29
Gener 2009	Artrutx	1,45	0,95	0,56	0,90	81,80	7,50	554,56
Gener 2009	Artrutx	1,00	0,75	0,60	0,53	65,60	7,50	259,44
Gener 2009	Artrutx	1,10	0,90	0,85	0,99	64,00	7,50	473,31
Gener 2009	Artrutx	0,80	0,55	0,25	0,13	68,00	8,00	70,12
Gener 2009	Artrutx	0,81	0,65	0,30	0,19	71,00	8,00	105,13
Gener 2009	Artrutx	0,90	0,46	0,32	0,16	76,00	8,00	94,39
Gener 2009	Artrutx	0,60	0,50	0,36	0,13	78,90	8,00	79,88
Gener 2009	Artrutx	0,87	0,57	0,25	0,15	75,00	8,00	87,16
Gener 2009	Artrutx	0,60	0,50	0,30	0,11	64,00	9,00	60,75
Gener 2009	Artrutx	1,00	0,65	0,50	0,38	71,00	9,00	243,35
Gener 2009	Artrutx	0,80	0,64	0,32	0,19	53,00	9,00	91,58

Taula 4.19. Blocs mostrejats per àrees de l'illa de Menorca associats a tempestes de 2001 i 2009.

4.6.4.1.- Les tempestes del 2001 i 2009

Les costes de Menorca sofriren els anys 2001 i 2009 tempestes conegudes on es registraren gràficament els efectes de la tempesta sobre àrees urbanes turístiques litorals, i on encara avui es poden trobar restes de blocs en la seva posició final o bé en acopis de blocs retirats per les brigades municipals associats a informes policials a cada urbanització. D'aquests blocs ubicats a tres àrees; s'Algar, cap d'Artrutx i cala Blanca, s'han mesurat morfomètricament els blocs de majors dimensions i s'els ha aplicat la fórmula de Scheffers i Kelletat (2003) amb la correcció morfomètrica (Roig-Munar et al., 2015) per determinar el seu TF (Taula 4.19). Per obtenir les dades d'onatge d'aquestes tempestes s'han consultat les dades SIMAR-44, que estan constituïdes per un modelat numèric d'alta resolució de l'atmosfera, nivell de la mar i onatge, i que cobreix tot el territori litoral estatal durant el període de 1958-2014. Les dades reproduïxen tempestes passades que no es mesuraren però de les quals existeix constància.

4.6.4.1.1.- Tempesta de s'Algar 2001

El dia 11 de novembre de 2001 la costa SE de Menorca quedà afectada per tempestes amb màxims temporals d'ona enregistrada amb alçades d'ona al Punt SIMAR-44/2137118 de 8,2 m d'alçada i T_p 12,3 s i orientacions de 011° . L'àrea afectada, s'Algar-Alcalfar (Figura 4.51), presenta un penya-segat de perfil de tipus 3 (Figura 4.7) i es troba sotmesa a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 8,5 m amb un component dominant del SE (Cañellas et al., 2007). Les tempestes d'aquell dia tragueren nombrosos blocs

d'ordre pluridecimètric en un punt concret del litoral del penya-segat, aquell on es pot observar una morfologia *flowout* generada per una fractura. Els blocs mesurats no superen cap d'ells el metre en alguna de les seves mesures (Taula 4.19 i Figura 4.65). Les dimensions mitjanes dels eixos A, B i C dels blocs de s'Algar són de 0,08 x 0,67 x 0,5 m, amb un pes mitjà de 0,35 T, situats a una alçada mitjana de 12 m s.n.m. i a una distància mitjana de 31,7 m de la cornisa del penya-segat, presentant un TF mitjà de 146. Aquestes dades ens permeten tenir una estimació dels efectes de les tempestes amb aquestes característiques sobre àrees associades a un perfil de tipologia 3, on la distribució dispersa de blocs es presenta de forma individualitzada, sense imbricació i on els seus valors de pes no assoleixen els 0,4 T amb un TF força baix. Els efectes de la tempestes foren més els danys materials que no les conseqüències geomorfològiques, ja que el penya-segat gairebé no sofrí canvis en la seva morfologia, degut a que tots els blocs analitzats pertanyen a blocs subaeris mobilitzats.



Figura 4.65 a i b. Exemples de blocs treuts pel temporal de 2001 a s'Algar, St. Lluís, Menorca. Font: Laura Bañón, Diari de Menorca.



Figura 4.66 a i b. Exemples de blocs treuts pel temporal de 2009 a cap d'Artrutx, Ciutadella, Menorca. Font: Xavier Cardona, Ajuntament de Ciutadella.

4.6.4.1.2.- Tempesta de la costa SW de Ciutadella 2009

El dia 24 de gener de 2009 la costa SW de Menorca quedà afectada per tempestes amb màxims temporals d'ona enregistrada, amb alçades d'ona al Punt SIMAR 2130118 de 5,3 d'alçada i T_p 9,1 s i direccions de 281° . Les àrees de major afectació associades a penya-segats de perfil

tipus 2 (Figura 4.6) varen ser sa caleta, cala Blanca i cap d'Artrutx (Figura 4.37). Aquest sector es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 8,5 m amb un component dominant del SE (Cañellas et al., 2007). Els danys ocasionats a les tres àrees foren més sobre béns que sobre el terreny, ja que la morfologia costera no es veié afectada de forma significativa degut a que els blocs transportats eren en la seva majoria blocs subaeris (Figura 4.66) i alguns d'arrabassats.

S'observa a la Taula 4.19 els valors morfomètrics dels blocs analitzats a cala Blanca i cap d'Artrutx. Les dimensions mitjanes dels eixos A, B i C en el cas de cala Blanca són de són de 0,88 x 0,62 x 0,44 m, amb un pes mitjà de 0,30 T, a una alçada mitjana de 10 m s.n.m. i a una distància mitjana de 66 m de la cornisa del penya-segat i presenten un TF mitjà de 207. Les dimensions mitjanes dels eixos A, B i C en el cas de cap d'Artrutx són de 0,90 x 0,65 x 0,42 m, amb un pes mig de 0,35 T, a una alçada mitjana de 8,1 m s.n.m. i a una distància mitjana de 69,8 m de la cornisa del penya-segat i amb un TF mitjà de 192,7. Per tant les dades obtingudes permeten tenir una estimació dels efectes de les tempestes d'aquestes característiques sobre àrees associades a perfil de tipologia 2, on es pot observar gràficament (Figura 4.66) que els blocs són d'ordre decimètric, i en alguns casos mètrics. Aquests blocs no presenten un patró de distribució prou homogeni ni que donen lloc a cordons ni imbricacions entre ells. Així mateix s'observa que el volum dels blocs és de similars característiques a les dues àrees analitzades.

4.6.4.2.- Tempesta de Tirant 2014-2015

Al llarg del desembre de 2014 i febrer de 2015 la costa N de l'illa registrà els màxims temporals d'ona enregistrats en els darrers 50 anys, amb alçades d'ona al Punt SIMAR 2134122 de 9.1 m d'alçada i T_p de 12.4 s el dia 4 de desembre de 2014. De cara a tenir dades representatives de l'efecte de les tempestes sobre una àrea coneguda, es va realitzar una campanya d'observacions i mesures per caracteritzar 14 blocs de l'àrea de Tirant (Figura 4.44), ubicats sobre un perfil de tipologia 1. Aquest tram litoral es troba sotmès a un clima marítim caracteritzat en els últims 50 anys per una alçada màxima d'onades significants de 10 m amb un component dominant del N-NE al segment N (Cañellas et al., 2007).

L'objectiu d'aquesta caracterització ha estat comprovar l'efecte de les tempestes de finals de 2014 i principi de 2015 sobre una àrea de materials eolianítics amb domini de blocs de tempesta amb un TF mitjà de 151, i on no s'han identificat blocs de tsunamis amb valors de $TF > 1.000$, segons les dades del capítol 4.6.2.2. El treball de camp va consistir en fer marques de pintura a 14 blocs per tenir la referència original en cas de moviments (Figura 4.67). Els blocs es troben ubicats sobre diferents morfologies costaneres (Taula 4.20) on hi ha blocs associats a *flowouts*, blocs adossats a estrats, blocs imbricats en cordons i blocs a 4 m s.n.m. L'objectiu ha estat monitoritzar l'evolució de cadascun d'aquests blocs de cara a caracteritzar el possible moviment associat als temporals registrats i definits com els màxims temporals coneguts en el recent registre històric.

TAULA RESUM DELS BLOCS MESURATS A TIRANT. TEMPORAL 2014	
Bloc	Morfometria costa
T-1	Bloc de dimensions grans reposat sobre la base, no presenta imbricació ni morfologies de cocó i el pendent de la base és del 6%. Està a una distància inferior al metre de l'estrat de terra i es troba aïllat.
T-2	Bloc força inestable que reposa sobre el cantell del contacte entre estrats, presenta equilibri dèbil. No té cocons i es troba en primera línia
T-3	Bloc ubicat dins el que podríem denominar flowout, bloc davanter imbricat d'un petit cordó que reposa sobre el penya-segat d'1,5 m. Es troba ubicat dins una petita cubeta d'esfonsament. No presenta morfologies de cocó
T-4	Bloc ubicat al sortint d'un canal. Es tracta d'un bloc no associat al cordó que hi ha al darrera, es troba aïllat i a 1,2 m del cordó.
T-5	Bloc força arrodonit i davant d'uns cordons de blocs de majors dimensions, angulosos i imbricats, no presenten cocons. Es troba ubicat dins una petita cala. No presenta en aquest temporal símptomes de rodament
T-6	Blocs força arrodonit i davant d'uns cordons de blocs de majors dimensions, angulosos i imbricats, no presenta cocons. Es troba ubicat dins una petita cala. No presenta en aquest temporal símptomes de rodament
T-7	Bloc aïllat amb morfologies de cocons, no presenta imbricació i es troba al davant de diferents cordons imbricats. Es troba ubicat dins una petita cala
T-8	Bloc aïllat amb morfologies de cocons, presenta imbricació entre dues capes que fan que es mostri un poc inclinat. Es troba al davant de diferents cordons imbricats i sobre una plataforma. Es troba ubicat dins una petita cala
T-9	Bloc imbricat davanter d'un petit cordó aïllat. Té presència de cocons
T-10	Bloc aïllat amb cocons i sobre un sortint. La morfometria d'aquest és força irregular. Al darrera trobem cordons imbricats de blocs, no es troba associat a aquests
T-11	Bloc aïllat amb cocons i sobre un sortint. Es tracta d'un bloc imbricat amb agrupació. Al darrera trobem cordons imbricats de blocs.
T-12,13,14	Agrupació de blocs associats a una plataforma d'escassa alçada

Taula 4.20. Característiques geomorfològiques de les ubicacions dels 14 blocs marcats a Tirant.

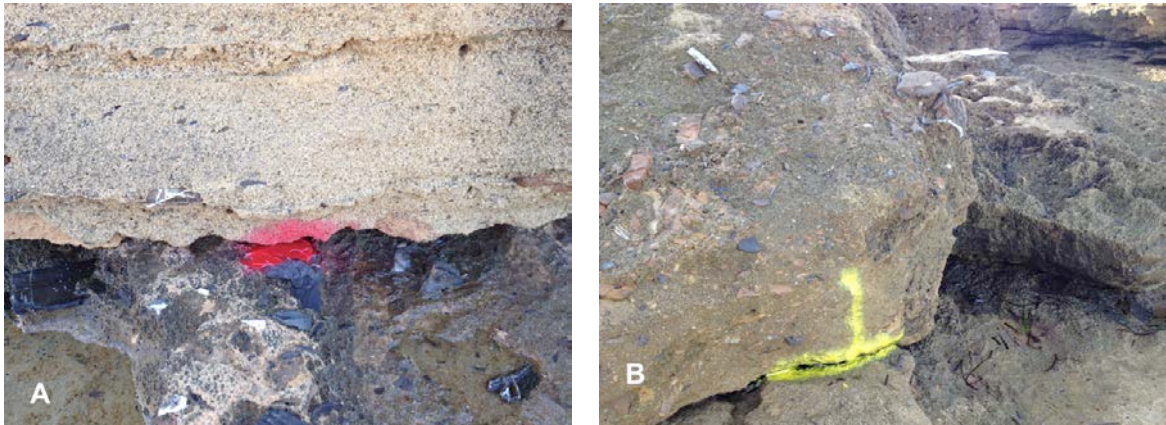


Figura 4.67 a i b. Exemples del marcatge de blocs al contacte del bloc a la seva base, Tirant 2014.

N	A	B	C	T	Direcc	Dist (m)	Alça (m)	TF	08/12/14	25/01/15	19/02/15
1	3,25	2,60	0,88	8,71	347,00	19,50	3,50	594,70			
2	1,40	1,30	0,50	1,07	315,00	20,00	4,00	85,31			
3	2,72	1,60	0,62	3,16	4,00	13,00	4,00	164,41		0,16	0,22
4	3,33	2,93	0,61	6,97	88,00	12,00	4,50	376,61			
5	1,88	1,79	0,69	2,72	12,00	29,00	2,50	197,27			
6	2,36	1,40	0,62	2,40	215,00	29,00	2,50	174,03			Des
7	3,80	3,20	0,54	7,69	345,00	9,50	2,50	182,74		0,10	0,29
8	3,62	2,89	0,56	6,87	21,00	20,50	5,00	703,67			
9	2,93	2,90	0,79	7,87	8,00	20,00	5,00	786,59			
10	2,15	2,10	0,75	3,97	9,00	19,50	5,00	386,88			
11	2,60	0,96	0,98	2,87		10,00	3,00	85,99			
12	3,65	2,40	1,30	13,34		5,50	0,50	36,70			
13	2,20	1,20	0,80	2,47		5,50	0,50	6,81			
14	1,60	1,40	0,94	2,47		5,50	0,50	6,79			
A	2,60	1,96	0,98	5,90				8,80			15,70
B	3,65	2,40	1,30	13,34		5,50	0,50	37,00			
C	2,20	1,20	0,80	2,47		5,50	0,50	7,00			
D	1,60	1,40	0,94	2,47		5,50	0,50	7,00			

Taula 4.21. Dades morfomètriques (m) dels blocs mesurats i monitoritzats a Tirant, amb moviments i desplaçaments o desaparicions d'alguns blocs.

S'observa a la Taula 4.21 les dimensions dels 14 blocs monitoritzats i de 4 blocs que sortiren als temporals de febrer de 2015. Les mitjanes dels eixos A, B i C dels 14 blocs monitoritzats són de 2,68 x 2,5 x 0,76 m, amb un pes mitjà de 5,18 T, a una alçada mitjana de 3,1 m s.n.m. i a una distància mitjana de 15,6 m de la cornisa del penya-segat, amb un TF mitjà de 271. Es pot observar a la Taula 4.21 que dels 14 blocs monitoritzats, un d'ells desaparegué, el T-6 (Taula 4.20) un bloc subarrodonit associat a un *flowout* i que dos blocs propers també desaparegueren (Figura 4.68 a i b). Els blocs T-3 i T-7 tingueren desplaçaments petits d'ordre centimètric entre els dos episodis de tempesta. El bloc T-7 dona com a resultat un fregament sobre el propi bloc imbricat (Figura 4.68 c i d).



Figura 4.68. A i B; Exemples d'un bloc marcat desaparegut (T-3) i un bloc al costat no marcat, associats a un *flowout*. C i D; Exemples de fregament de blocs imbricats davanters a la part superior i inferior amb moviments centimètrics (T-7). E i F; Bloc (A) condicionat per fractures no marcat i desplaçat per sobre la rassa litoral.

Cal destacar que un bloc no marcat que es trobava condicionat per juntes (Bloc A (Taula 4.21)) en el temporal de febrer de 2015 es va desplaçar 15,70 m per un desplaçament de fregament sobre ell, i associat a una rasa com a conseqüència de l'afectació de l'onatge de mar vella (Figura 4.68 e i f). En el mes de febrer, tres blocs submergits de petites dimensions associats a un *flowout* foren tretts per la mar sobre una rassa inferior als 0,50 m i amb un TF mitjà de 17 (Taula 4.21 blocs B, C i D, Figura 4.69 a i b).



Figura 4.69 A i B; Exemples dels blocs B, C i D tretts per l'onatge a primera línia de costa C i D; Exemples de marques de fregament al llarg de tot el sector de primera línia analitzat. E i F; Exemples de blocs desplaçats degut a descalçaments de base o fregaments sobre els interestrats.

Destacar també que al llarg de l'àrea d'estudi el que ha predominat a primera línia i baixa alçada són morfologies de fregament d'escala centimètrica (Figura 4.69 c i d) que es corresponen a desplaçaments de blocs o de blocs de diferent ordre no identificats. Aquestes morfologies

suposen processos erosius continus al llarg del temps (Balaguer et al., 2001; Balaguer, 2006) i que en aquest tipus de substrat donen lloc a una microerosió que cal tenir present de cara a la quantificació de volum de material perdut (Balaguer et al., 2007). També cal destacar com a fenòmens de moviments continus associats a les tempestes, els desplaçaments d'ordre centimètric de grans blocs sobre els seus estrats (Figura 4.56 e i f), afavorits per descalçaments de les seves bases i per caigudes gravitacionals o desploms de les seves balmes (Balaguer et al., 2002) o bé per fregaments entre estrats, fet que afavoreix la disposició amb el temps de blocs pel seu moviment i trasllat a cotes inferiors o bé a cotes superiors de la seva posició inicial per part de l'onatge (Cuerda et al., 2001).

Per tant, com a conclusió, aquestes dades obtingudes a Tirant ens permeten tenir una estimació dels efectes que les tempestes d'aquestes característiques poden tenir sobre àrees associades a perfil de tipologia 1 i de materials eolianítics. Es a dir, no hi ha hagut transport de blocs, ni arrabassament, tan sols s'han detectat petits fregaments i desplaçaments d'ordre centimètric, el trasllat d'un sol bloc en condicions de mar vella i la deposició de blocs de petit tamany associats a un *flowout*. Cal destacar que l'onatge no ha arribat als cordons imbricats que es troben ubicats a les parts més altes de l'àrea, a 4,5 m s.n.m i a 30 m de distància de la cornisa. Per tant, tot i que els resultats basats amb l'aplicació dels $TF > 1.000$ analitzats al capítol de Menorca (Sector N, apartat 4.6.2.2) descartava aquest sector de blocs originats per tsunami, s'ha de tenir present aquestes dades per no desestimar que els blocs imbricats a les parts més altes, tot i no haver assolit valors $TF > 1.000$, no siguin atribuïbles a tsunamis. Possiblement aquests blocs sofreixen processos de retreballament com a conseqüència de tempestes que afecten als blocs de primera línia i al conjunt del perfil. Molts d'aquests blocs que trobem amb forma de cordons presenten cocons pre i postdeposicionals.

4.6.4.3.- Discussió

Les dades obtingudes posen de manifest que les tempestes traslladen blocs de petit tamany sobre penya-segats i que aquests aprofiten la morfologia de costa, especialment la presència de morfologies *flowout* per la canalització dels fluxos i el corresponent increment de l'energia. L'orientació dels eixos dels blocs és aleatòria i la imbricació no hi és present. En aquest cas els blocs de petit tamany poden utilitzar com a reflex de condicions climàtiques d'ona, associades a events coneguts i on es poden mesurar els blocs vinculats a tot un conjunt de variables que permeten definir un fenomen temporal i espacial concret (Pérez-Alberti i Trenhaile, 2015). Moltes de les roques de grans dimensions d'aquesta àrea, imbricades i formant cordons, no poden en si mateixes ser utilitzades com indicadors de tempesta en la seva disposició actual, ja que reflecteixen la deposició d'aquestes per esdeveniments poc freqüents, malgrat tot no assoleixin el $TF > 1.000$ (Hall, 2001).

Les dades obtingudes a Tirant permeten parlar de diferents acumulacions sedimentàries en una sola àrea com són blocs aïllats, agrupats i blocs imbricats (Goto et al., 2010b; Hall et al,

2008; Mastronuzzi i Sanso, 2000) que han estat arrabassats i traslladats per un fenomen de gran intensitat i que posteriorment han estat retreballats de forma continua. Aquest fet l'indicava Mastronuzzi et al. (2007) a altres àrees del Mediterrani oriental, amb moviments continus afavorits per erosions diferencials i/o presència de fractures (Balaguer et al., 2002, 2006) que afavoreixen els canvis continus de la línia de costa en forma de presència de blocs que són posats a disposició de l'onatge i condicionats per la morfologia costera de cada àrea de disposició. Cal destacar que es compleix en aquesta àrea el model exposat per Browne (2011), on el fregament lent i continu dels primers cordons de blocs imbricats genera una inclinació d'aquests, indicant que aquesta inclinació representa tempestes.

Els resultats obtinguts amb l'anàlisi d'aquestes tempestes posa de manifest els indicadors morfològics a tenir present en algunes àrees per poder esbrinar els efectes morfològics entre tempestes i tsunamis. Així mateix es posa de manifest la importància de la morfologia de la costa, especialment les formes de *flowout* en penya-segats, i el retreballament de les tempestes sobre blocs imbricats.

4.7.- Orientacions de blocs

La disposició de blocs no és homogènia al llarg de totes les àrees estudiades ni a la mateixa àrea, on trobem blocs aïllats, imbricats, en cordons i agrupats. Les orientacions dels blocs poden sofrir reorganitzacions per la influència de diferents episodis d'onatge amb impactes puntuals i recurrents al llarg del temps (Etienne i París, 2010; Williams i Hall, 2004). L'enfocament teòric de Noormets et al. (2004) suposa que els blocs han de tenir una fractura inicial substancial per que les ones puguin actuar sobre els blocs de la cornisa dels penya-segats. El seu model demostra que el desallotjament, l'arrossegament, el transport i la deposició ha d'ocórrer probablement en seqüència durant l'impacte d'un sola onada a la cornisa dels penya-segats. En aquest sentit Nandasema i Tabaka (2013) van dur a terme experiments de laboratori amb blocs. Cada bloc es va col·locar amb l'eix llarg perpendicular a la direcció de flux i els blocs van ser transportats principalment per lliscament i uns pocs blocs van ser traslladats a causa del rodament. En alguns casos, els blocs van ser transportats a causa de la combinació de lliscament i rodament, on el rodament es va iniciar per l'efecte de la rugositat del llit i del pendent. Els blocs mostraren dues fases d'aturada durant el seu transport: la primera, després d'aconseguir la distància màxima de transport pel *run-up* de flux, on el bloc era detingut temporalment durant la transició de flux. La segona, amb l'aturada del flux de decadència o retorn. La majoria dels blocs van ser traslladats fins a la pendent pel període previ de flux i van tornar al lloc pel flux en decadència, mentre que uns pocs blocs es van detenir abans d'arribar al lloc d'ubicació final. S'observaren moviments durant el lliscament dels blocs com l'oscil·lació (moviments d'anada i tornada del bloc) i la rotació d'alguns blocs, atribuint-lo a la fricció entre el bloc i el llit, i al canvi en la força hidràulica aplicada a cada bloc.

Les investigacions recents han demostrat que els blocs poden ser repetidament arrossegats, transportats i dipositats (Noormets et al., 2004; Hansom et al., 2008; Fichaut i Suañez, 2011; Stephenson i Naylor, 2011; Roig-Munar et al., 2015) fet que condueix a una sobreestimació de l'energia i que pot canviar l'orientació dels blocs durant un esdeveniment darrera l'altre (Paris et al., 2010). En alguns casos, la manca de classificació granulomètrica, d'ordre, de cordons i d'orientacions demostra que són blocs d'onades de tempesta ja que aquestes poden retreballar repetidament els diferents dipòsits, diferenciant-se dels dipòsits de tsunami dipositats generalment durant un sol esdeveniment (Williams i Hall, 2004). En els casos de tempestes, l'orientació dels eixos dels blocs és aleatòria, la imbricació no existeix o no està ben definida, i la seva distància a la línia de costa és relativament baixa, amb blocs inestables (Barbano et al., 2010), on la morfologia de la costa hi juga un important paper. Segons Mastronuzzi i Sanso (2004) i Weiss (2012) la imbricació associada a tempestes es dona especialment a platges i costes amb presència de blocs arrodonits de petit ordre, on també es formen bermes o cordons de blocs de petit tamany.

Generalment la direcció de l'eix major dels blocs més grans és gairebé paral·lel al pendent de la costa (Barbano et al., 2011), i aquesta ubicació podria estar condicionada per la geomorfologia local de la línia de costa, la irregularitat de la plataforma i la batimetria, o al fet que els grans blocs poden quedar encallats entre si o contra els obstacles de la plataforma d'on han estat arrabassats, arrossegats o trets. Els blocs allargats tendeixen a quedar imbricats o tenir el seu eix major ortogonal a la direcció del flux de l'ona, com suggereixen Mastronuzzi i Sansó (2000) i París et al. (2009). En alguns casos els eixos llargs no estan orientats en aquesta direcció perquè els blocs tenen obstaculitzada la seva trajectòria per fractures i/o pendents (Browne, 2011) associades en moltes ocasions als desnivells de denudació dels estrats (Roig-Munar et al., 2014a, 2015), o bé per la superposició o imbricació amb altres cordons existents (Hall et al., 2006), reflectint aquestes imbricacions les direccions del flux de l'onatge durant l'emplaçament (Williams i Hall, 2004; Scheffers i Kinis, 2014).

Segons Browne (2011) i Scheffers i Kinis (2014) els blocs associats a tsunamis estan en general ben ordenats i estratificats, mostrant una disposició d'imbricació força estable, on l'orientació de l'eix llarg es majorment paral·lel a la costa. El sector més proper a la línia de costa és on es mostra la millor estratificació, l'orientació, la imbricació i altres característiques que reflecteixen la classificació prolongada. Aquests aspectes estan menys desenvolupats a la costa baixa, com són els casos dels perfils de tipologia 1 (Figura 4.5). Tot i que en alguns casos l'evidència de tsunamis es conserva al registre estratigràfic en zones costeres amb àrees de blocs i àrees amb arena relativament fina i dipòsits de grava, aquests no presenten unes característiques sedimentològiques que identifiquin de manera inequívoca el sediment resultat d'un tsunami (Gelfenbaum i Jaffe, 2003; Scheffers i Kelletat, 2004; MacInnes et al., 2009), ja que els tsunamis no són capaços de classificar bé aquest material sedimentari donant lloc a dipòsits caòtics de partícules, petits blocs i graves barrejats.

Segons Browne (2011), la diferència entre dipòsits de tempesta i tsunami ve marcada per diferents tipus de manifestacions, on els tipus d'imbricacions hi juguen un important paper, diferenciant:

1.- Dipòsits de tempesta

- Les crestes dels cordons no assoleixen els 4 m d'alçada, de vegades 35 m d'ample, i de mida relativament baixa.
- La imbricació és feble i poc estable, i els blocs segueixen majoritàriament el contorn costaner i es situen propers a la costa, amb pendents suaus cap a mar.
- L'estructura interna és bastant ordenada i estratificada, amb arena omplint els porus quan l'ona es retira i disminueix l'energia.
- Els blocs poden ser modificats constantment per les tempestes.
- Els blocs de major mida només apareixen de forma aïllada associats a grans onades que poden provocar el desplaçament puntual.
- En general els blocs de primera línia mostren signes de bioerosió pels organismes marins, i un elevat percentatge de blocs arrodonits i subarrodonits.
- A més d'aquestes característiques, cal afegir les marques de retreballaments continus i fregaments dels blocs sobre terrasses (Balaguer, 2006; Roig-Munar et al., 2014a), a més de presentar un patró de distribució força desordenat (Roig-Munar et al., 2015).

2.- Dipòsits de tsunami

- Els blocs de majors dimensions disminueixen de mida cap a terra. És característica una zona cap al mar de roca nua, és a dir, el front marítim del dipòsit es separa de la cornisa del penya-segat donant lloc a una franja de roca nua, representant aquesta l'àrea font.
- La imbricació és present amb grans roques i major imbricació.
- Els cordons poden presentar diferents successions d'events, i es manifesten en diferents cordons associats a diferents estrats de denudació de mar a terra (Roig-Munar et al., 2015).
- L'estructura interna és molt caòtica en cas de presència de sediments fins de tsunamites associats als blocs.
- Els cordons rarament poden ser retreballats completament per tempestes.
- Els blocs gruixuts generalment tenen els seus cantons angulars i les seves potències es corresponen a àrees font de denudació amb el seu origen a la cornisa del penya-segat (Roig-Munar et al., 2015).
- Els blocs de tsunami sovint provenen de la part superior del penya-segat.

En el cas de les illes Balears no disposem, o no s'han identificat fins a dia d'avui dins aquest treball, dipòsits sedimentaris fins de tsunamítes. Al tractar-se d'un àmbit força carstificat possiblement aquests sediments han sofert rentats continus a més de retraballaments d'onatges, tan directes com indirectes, ja que estan sobre plataformes carbonatades força planeres amb baix grau de pendent cap a la mar, i on els rentats hídrics han pogut jugar un important paper per borrar qualsevol rastre d'aquests dipòsits de les àrees d'estudi. També es podria donar el cas que es trobin més terra endins on l'espai ha quedat antropitzat i alterat per l'home.

4.7.1.- Orientacions de blocs a les illes Balears

Segons Mastronuzzi i Sanso (1998), la distribució espacial dels blocs sembla indicar una coherent correspondència entre l'orientació de l'eix major i la direcció dels principals fluxos, ja siguin de tempesta o tsunami. Cal destacar també, que la presència de fractures i la seva orientació en relació amb la línia de costa poden condicionar l'orientació dels blocs (Paris et al., 2010). També la presència d'estrats de denudació o antigues àrees font associades a la plataforma del penya-segat no permet que la trajectòria associada al flux sigui l'esperada (Roig-Munar et al., 2014b). Algunes diferències en l'orientació dels blocs dins una mateixa àrea es poden associar, per tant, a la configuració costanera (Williams i Hall, 2004; Hall et al., 2006).

D'acord amb aquestes premisses i amb les dades obtingudes en el treball de camp realitzat a les 50 àrees d'estudi (Figura 4.3), les amb dades de les orientacions dels blocs, l'afectació o no de l'àrea per l'onatge, i els seus busaments (Figura 3.1 b), així com les cartografies de cada localitat (Annexes 1, 2 i 3) i la seva relació amb els 6 perfils tipus, s'han representat cartogràficament les orientacions dels blocs per cada sector i cada àrea d'estudi. La representació de les orientacions més significatives pren com a referència les àrees amb presència de blocs amb $TF > 1.000$ i les àrees on els blocs amb $TF > 1.000$ es troben ubicats sobre penya-segats d'altures superiors a la incidència de l'onatge (apartat 4.5). Com ja hem assenyalat, totes les acumulacions de blocs les trobem associades a diferents morfologies costeres i els seus perfils tipus (Figures 4.5 a 4.10), en alguns casos de forma aïllada, d'altres imbricades o amb cordons (Figura 3.2 i 3.3), tots a diferents nivells, seguint el model descrit per Vella et al. (2011), amb cordons paral·lels a la línia de costa. Tan sols es representen aquelles orientacions mesurades, ja que en algunes unitats analitzades, els blocs no presentaven inclinacions dels seus eixos, ja sigui pel seu arrodoniment o per que aquests blocs es troben arrabassats i dipositats sobre la seva base a damunt d'altres estrats. Les dades d'orientacions dels blocs s'han comparat amb les dades d'estimació de la variabilitat espacial de la recurrència de 50 anys pel període d'alçada d'ona significativa del mar Balear (vegeu capítol 2.6, Figura 2.10) segons Cañelles et al. (2007) i Cañelles (2010). També s'han utilitzat les dades de modelització de tsunamis generats a la zona d'Algèria i que afecten a les illes Balears (vegeu capítol 2.8.4.1, Figura 2.16) realitzat per Álvarez et al. (2010 i 2011) per correlacionar la presència de blocs i la columna d'aigua necessària

pel seu desplaçament, validant d'aquesta manera la morfologia costanera i la presència de blocs amb les modelitzacions.

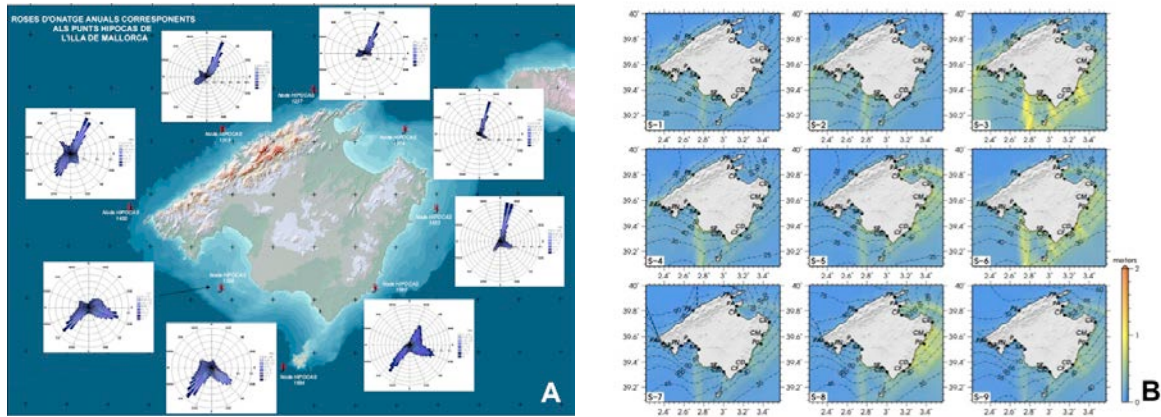


Figura 4.70. A; Predomini dels onatges a Mallorca, Font: IMEDEA, (2008). B; Modelització de trajectòries de tsunamis, Font: Álvarez et al. (2011).

Illa	Ubicació	Sector	Perfil	Alç. penya-segat (m)	Alçada màxima ona	Orientació ones	Orientació blocs
Mallorca	Estalella	S	3	7,5	6,5	225	186
Mallorca	Es Carbó	S	1	0,5	6,5	225	225
Mallorca	Colonia de Sant Jordi	S	1	1,5	5	202,5	216
Mallorca	Punra Bassagueta	G	6	4,5	7	225	225
Mallorca	Cala Figuera	G	6	5	7	225	180
Mallorca	Santanyí	G	6	4,5	7	225	145
Mallorca	Torre d'es Beu	G	6	2,5	7	225	146
Mallorca	Illot-Morlanda	E	3	8	7,5	90	149
Mallorca	Cala Rafalino	E	3	5	7,5	90	147
Mallorca	Sa Nau	E	3	9	7,5	90	163
Mallorca	Cala Murada	E	2	4,5	7	90	98
Mallorca	s'Algar	E	4	13	7,5	67,5	102
Mallorca	Cala Barques	E	2	3,5	7,5	90	69
Mallorca	Cala Serrat	E	4	10	7,5	90	130
Mallorca	Cala Mesquida	N	1	1,5	7	360	26
Mallorca	Cala Mitjana	N	1	1,5	7	360	54

Taula 4.22. Àrees amb blocs amb $TF > 1.000$ i característiques del penya-segat (perfil tipus), alçada i orientació d'ona i orientacions de blocs.

4.7.2.- Orientació de blocs Mallorca

S'analitzen les orientacions dels blocs amb $TF > 1.000$ de les diferents àrees ubicades als 4 sectors de Mallorca i els comparem amb les modelitzacions d'onatge i modelitzacions de trajectòries de tsunamis (Figura 4.70). De les 20 àrees amb blocs que presenten $TF > 1.000$ es descarten les àrees de cala Serena i cala Gat, on no es realitzaren mesures d'orientacions de blocs per presentar aquests un elevat grau d'arrodoniment o per estar ubicats plans sobre altres estrats. A la Taula 4.22 s'observen les característiques de cada àrea analitzada a Mallorca, on s'observa el sector, el tipus de perfil que trobem a cadascun d'aquests sectors, l'alçada del penya-segat al seu contacte amb la cornisa, l'alçada i l'orientació de l'onatge predominant i l'orientació dominant dels blocs analitzats. A la Taula s'observa que moltes de les àrees analitzades es troben sotmeses a la influència de l'onatge, amb perfils de costa on aquest pot actuar sobre els blocs, ja sigui amb nous desplaçaments o ja sigui amb retreballaments que poden modificar l'orientació.

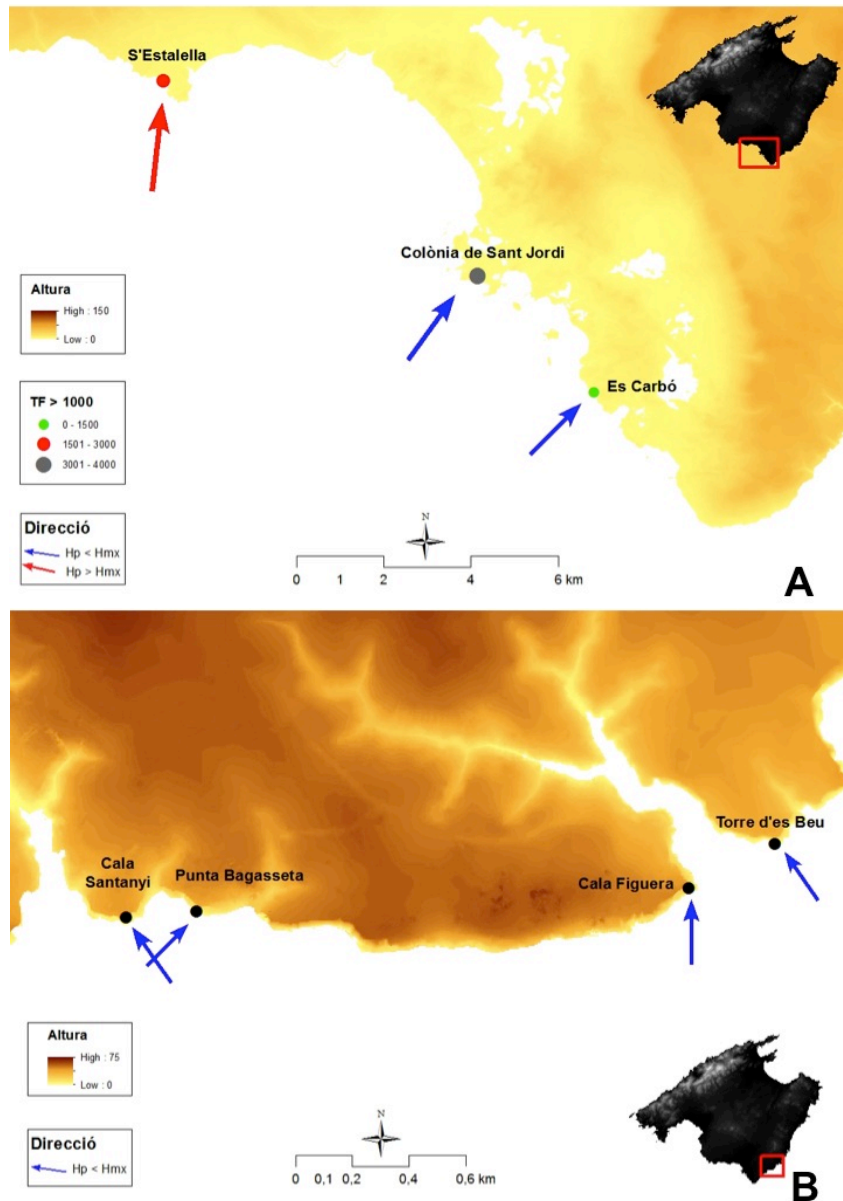


Figura 4.71. A; Orientacions dominants dels blocs al sector Sud. B; Orientacions dominants dels blocs al sector Sud Gravitacional. Altura representada en m.

4.7.2.1.- Sector Sud

Tan sols tres àrees presenten valors de $TF > 1.000$, i una d'elles presenta blocs sobre penya-segats on no arriba l'onatge. Els blocs en aquestes tres àrees presenten una bona classificació, i un gran nombre de blocs semblen haver lliscat vers terra, des de la plataforma del penya-segat o de plataformes submergides, generant diferents cordons de blocs imbricats i superposats i amb pendents suaus cap a la mar, indicant que les primeres imbricacions poden ser fruit de retreballaments de tempestes (Brown, 2011).

L'orientació dominant dels blocs és de 209° (Figura 4.71 a), observant-se que la direcció dels blocs coincideix amb les orientacions dominants de l'onatge i també amb els models S-3, S-5 i S-6 de les trajectòries de tsunamis definides per Álvarez et al. (2011), on es dona una refracció a la costa S de l'illa, molt influenciada per la presència de l'arxipèlag de Cabrera. En aquest cas

però, la morfologia dels dipòsits, amb cordons imbricats i superposats fins a tres nivells en el cas de cala'n Carbó i ses Salines, tot i que aquesta darrera no assoleix el $TF > 1.000$, ens indica que els fluxos necessaris per aquesta distribució, malgrat que els valors de TF siguin relativament baixos, són necessàriament grans fluxos continus, com indicava Young et al. (1995), amb retreballament de l'onatge als fronts dels primers cordons de blocs. Aquests primers blocs presenten unes altures d'ona necessàries pel seu trasllat (Figura 4.20) que poden ser compatibles tant amb fluxos de tempesta com amb fluxos de tsunami. Es tractaria doncs, d'un domini de processos de tsunamis amb continus retreballaments de tempesta, com indiquen moltes de les plataformes amb presència de marques de fregaments i impactes (capítol 4.6.1.1).

4.7.2.2.- Sector Sud Gravitacional

La tipologia de blocs d'aquest sector es relaciona amb caigudes gravitacionals de blocs de grans dimensions sobre terrasses litorals, on les formulacions aplicades de columnes d'ona necessàries pel trasllat d'aquestes masses (H_t i H_s) ens indica que no han pogut ser tempestes les que han arrossegat i imbricat blocs d'aquestes magnituds (Figura 4.24). L'alçada mitjana dels penya-segats de les quatre àrees és de 4,1 m, i per tant estarien afectades per l'onatge d'alçada màxima de 7 m. Les orientacions dominants dels blocs es de 174° (Figura 4.71 b), no coincidint amb les orientacions dominants de l'onatge de la zona, que és de 225° , quasi ortogonal.

Les orientacions d'aquests blocs i les seves imbricacions, no atribuïbles als processos de caiguda i posterior desplaçament sobre la terrassa litoral, són associades als models S-3, S-6, S-8 i S-9 de les trajectòries de tsunamis definides per Álvarez et al. (2011), a excepció d'una de les àrees mostrejades, Punta Bassagueta, que presenta una orientació dominant de 225° coincidint amb l'orientació de l'onatge, però descartable com agent d'imbricació d'aquests tipus de blocs.

4.7.2.3.- Sector Est

El sector E presenta 7 àrees amb blocs orientats, 3 d'elles associades a penya-segats sotmesos a l'influència de l'onatge i 4 àrees on la ubicació dels blocs es troba per damunt la influència de l'onatge. L'orientació dominant de l'onatge és bidireccional, amb dos components principals NNE (010°) i SW (225°) mentre que l'orientació dominant dels blocs és de 123° (Figura 4.72 a). Hi ha evidències que les orientacions es troben associades a les trajectòries de tsunamis dels models S-3, S-5, S-6, S-8 i S-9 definides per Álvarez et al. (2011). En conjunt es pot dir que els blocs presenten un bon patró d'orientacions associats als models de tsunamis, tot i que dues àrees, cala Murada i cala Barques, estan afectades per l'onatge i presenten orientacions pròpies de la incidència d'aquest sobre blocs de grans dimensions imbricats i alguns amb morfologies postdeposicionals ben definides. Les columnes d'aigua calculades a la Figura 4.30 per les 4 àrees ubicades sobre penya-segats de tipologia 3 i 4 ens informen que els blocs són clarament originats per fluxos continus de gran magnitud, com els tsunamis (Roig-Munar et al., 2015). Molts d'ells

estan imbricats i associats a morfologies de denudació d'estrats subhorizontals, o a diferents esglaonaments amb origen a la cornisa del penya-segat, conjuntament amb la presència de penya-segats extraplomats.

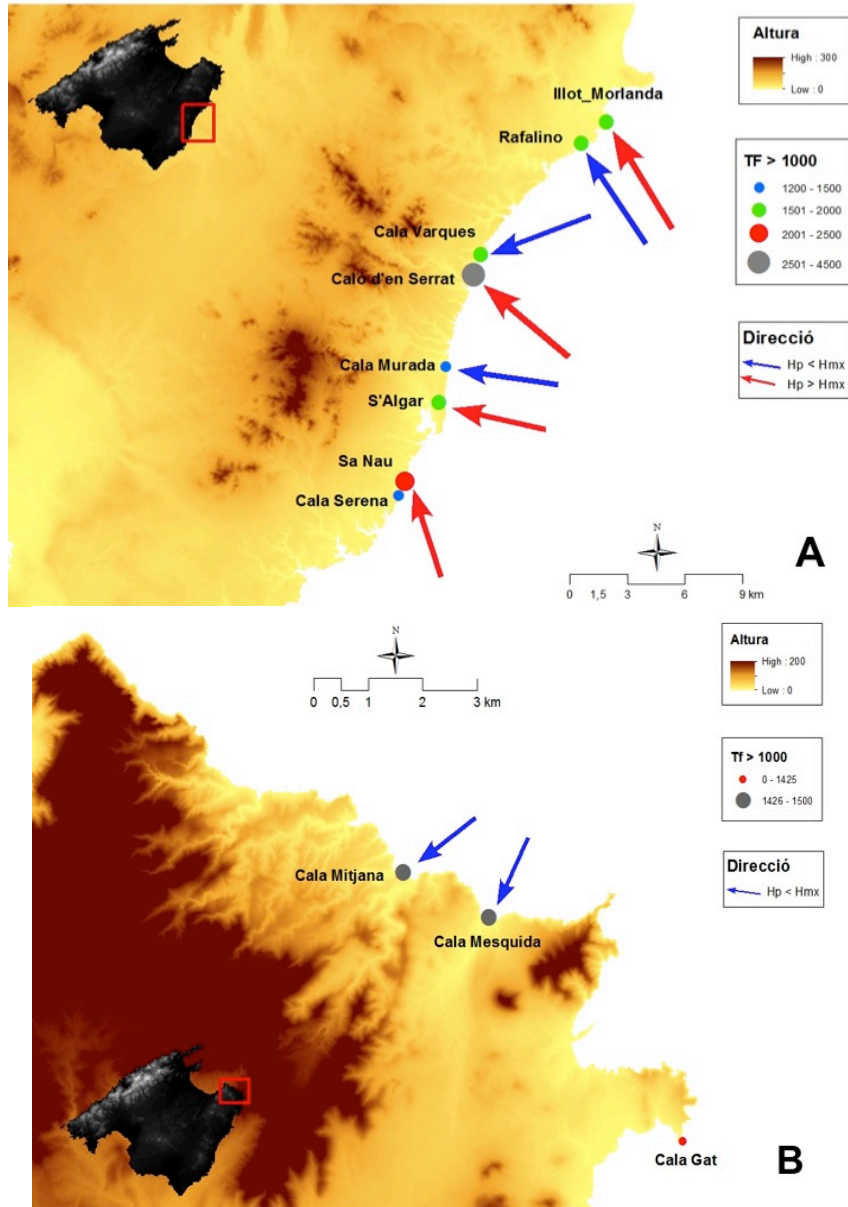


Figura 4.72. A; Orientacions dominants dels blocs al sector Est. B Orientacions dominants dels blocs al sector Nord. Altura representada en m.

4.7.2.4.- Sector Nord

L'orientació dominant dels blocs del sector N és de 40° i l'onatge dominant és del NNE ($22,5^\circ$). Per tant l'orientació dels blocs (Figura 4.72 b) es troba molt propera als fluxos dels onatges dominants, tot i que el $TF > 1.000$ i els càlculs de les columnes d'aigua necessàries pel seu desplaçament indiquen la necessitat de fluxos de major intensitat i virulència que els que se deriven de les ones de tempesta, com s'observa a les columnes representades a la Figura 4.36. La presència d'aquests blocs també pot ser associada a les orientacions de les trajectòries de

tsunamis dels models S-6 i S-8 definides per Álvarez et al. (2011) amb continus retreballaments per tempestes i afavorit per uns perfils de tipologia 1.

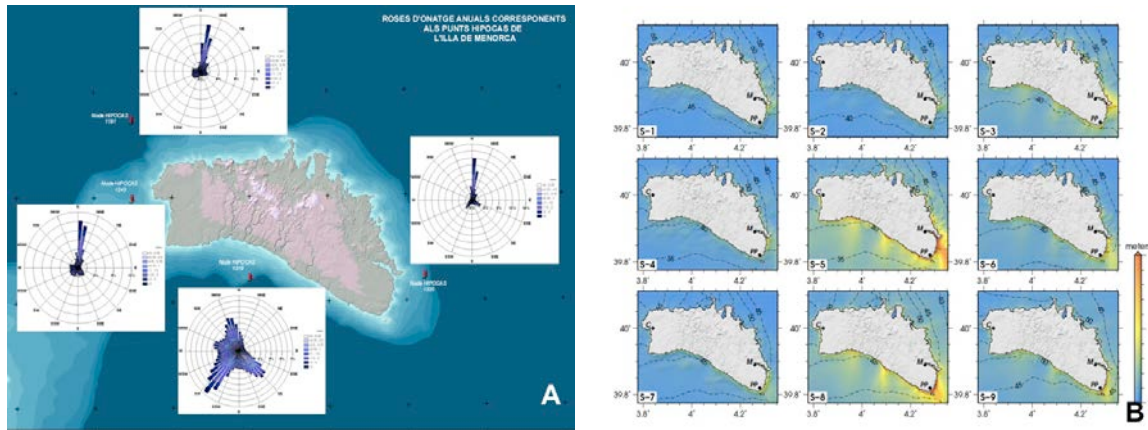


Figura 4.73. A; Predomini dels onatges a Menorca. Font: IMEDEA, (2008). B; Modelització de trajectòries de tsunamis, Font: Álvarez et al. (2011).

Illa	Ubicació	Sector	Perfil	Alç. penya-segat (m)	Alçada màxima ona	Orientació ones	Orientació blocs
Menorca	Artrutx	W	3	8	7	315	319
Menorca	Cala Blanes	W	4	15	10	360	61
Menorca	Sa Caleta	W	2	5	8	315	255
Menorca	Sa Farola	W	3	5,5	8	360	136
Menorca	Cales Pous	W	4	20	10	360	72
Menorca	Punta Nati	W	4	21	10	360	79
Menorca	Son Saura del Sud	W	2	4,5	8,5	315	124
Menorca	Macaret	N	3	9,5	9,5	360	95
Menorca	Punta Grossa	N	3	8,5	9,5	360	132
Menorca	Cavalleria	N	3	5,5	10	360	169
Menorca	Tusqueta	N	2	2	9,5	360	86
Menorca	Mola Fornells	N	4	20	9,5	360	93
Menorca	Sant Esteve	SE	1	0,5	7,5	360	100
Menorca	Son Ganxo	SE	1	1,2	7	225	184
Menorca	Torre Alcalfar	SE	3	5,5	7,5	360	117
Menorca	Alcalfar	SE	2	4,5	7	360	122
Menorca	Binidali	SE	4	10	7,5	247	282
Menorca	illa Aire	SE	5	10	8,5	225	157

Taula 4.23. Àrees amb blocs amb $TF > 1.000$ i característiques del penya-segat (perfil tipus), alçada i orientació d'ona i orientacions de blocs.

4.7.3.- Orientacions de blocs a Menorca

S'analitzen les orientacions dels blocs amb $TF > 1.000$ de les diferents àrees ubicades als tres sectors de Menorca i les comparem amb les modelitzacions d'onatge i de trajectòries de tsunamis (Figura 4.73). De les 21 àrees amb blocs que presenten $TF > 1.000$ es descarten les àrees dels illots d'Addaia, cala Blanca i illa d'es Porros per presentar un elevat grau d'arrodoniment que dificulta definir les orientacions. A la Taula 4.23 s'observen les característiques de cada àrea analitzada a Menorca, on s'observa el sector, el tipus de perfil que trobem a cadascun d'aquests sectors, l'alçada del penya-segat al seu contacte amb la cornisa, l'alçada i l'orientació de l'onatge predominant, i l'orientació dominant dels blocs analitzats. S'observa que moltes de les àrees analitzades es troben sotmeses a la influència de l'onatge, amb

perfils de costa on aquest pot actuar sobre els blocs, ja sigui amb nous desplaçaments o ja sigui amb retreballaments que poden modificar l'orientació.

4.7.3.1.- Sector Oest

L'orientació mitjana dels blocs de les 6 àrees mostrejades és de 149° , no reflectint com a mitjana les orientacions dominant de l'onatge ni les trajectòries modelitzades de tsunamis, ja que el domini de l'onatge de tempesta és de N a la costa del sector Nord i de SW al sector central i Sud (Figura 4.74 a). El conjunt del sector presenta molta variabilitat tant pel que fa a tipologies de penya-segats, morfologies de blocs, cordons, orientacions, imbricacions, així com morfologies de costa, fet que condiciona els fluxos que actuen sobre cadascuna de les àrees. Es pot dir que les àrees ubicades al S de sa Farola semblen associades a fluxos de tempestes degut a la tipologia de cordons de blocs, marques sobre les plataformes i presència de morfologies associades a *flowouts*. Destaquen les orientacions de les àrees de Punta Nati i cales Pous, associades a clars *flowouts* a alçades superiors a 20 m s.n.m i amb orientacions de $75,5^{\circ}$, que no s'ajusten ni als onatges dominants ni a les modelitzacions de tsunamis realitzades per Álvarez et al. (2011), on sols l'escenari S-3 pot tenir una lleugera influència en aquest sector.

Destacar la modelització realitzada per Álvarez et al. (2010) on es pot observar la refracció dels fluxos de tsunamis al canal de Menorca (Figura 4.73), però on les orientacions dels blocs no presenten aquestes direccions, i que fa pensar, com s'ha esmentat al capítol 4.6.2.1, en una esllavissada submarina que afectés la costa N de Menorca amb prou columnes d'aigua per la presència d'aquests blocs ubicats a alçades tan elevades, seguint el model proposat per Canals et al. (2004) a la Mediterrània occidental.

4.7.3.2.- Sector Nord

Tan sols una de les 5 àrees mostrejades es troba sobre penya-segats superiors a la incidència de l'onatge. L'orientació mitjana dels blocs de les cinc àrees és de 115° , no ajustant-se a cap dels dominis de tempesta (Figura 4.74 b). Si prenem les orientacions per àrees i s'observen les tipologies de blocs associats a la morfologia de la costa, com és el cas de Cavalleria, cala Tusqueta, Punta Grossa i Macaret, presenten un patró molt identificat amb morfologies *flowouts* associades a la influència de tempestes amb component N que es veuen distorsionades per les condicions locals de la morfologia costanera, com esmenta Barbano et al. (2011) a altres indrets del Mediterrani, i que estan sotmeses a un constant rentat de les plataformes. L'àrea de la Mola de Fornells presenta dos cordons de blocs ubicats a una àrea font associada a la cornisa del penya-segat.

Aquest sector és l'únic de la costa N que pot estar associat a un flux vinculat a un tsunami, tot i que els models S-5 i S-8 d'Álvarez et al. (2011) semblen tenir molt poca incidència sobre aquest sector, afavorit per les distorsions dels promontoris i irregularitats al llarg de la costa N de llevant a ponent, fet que distorsionaria la força del flux.

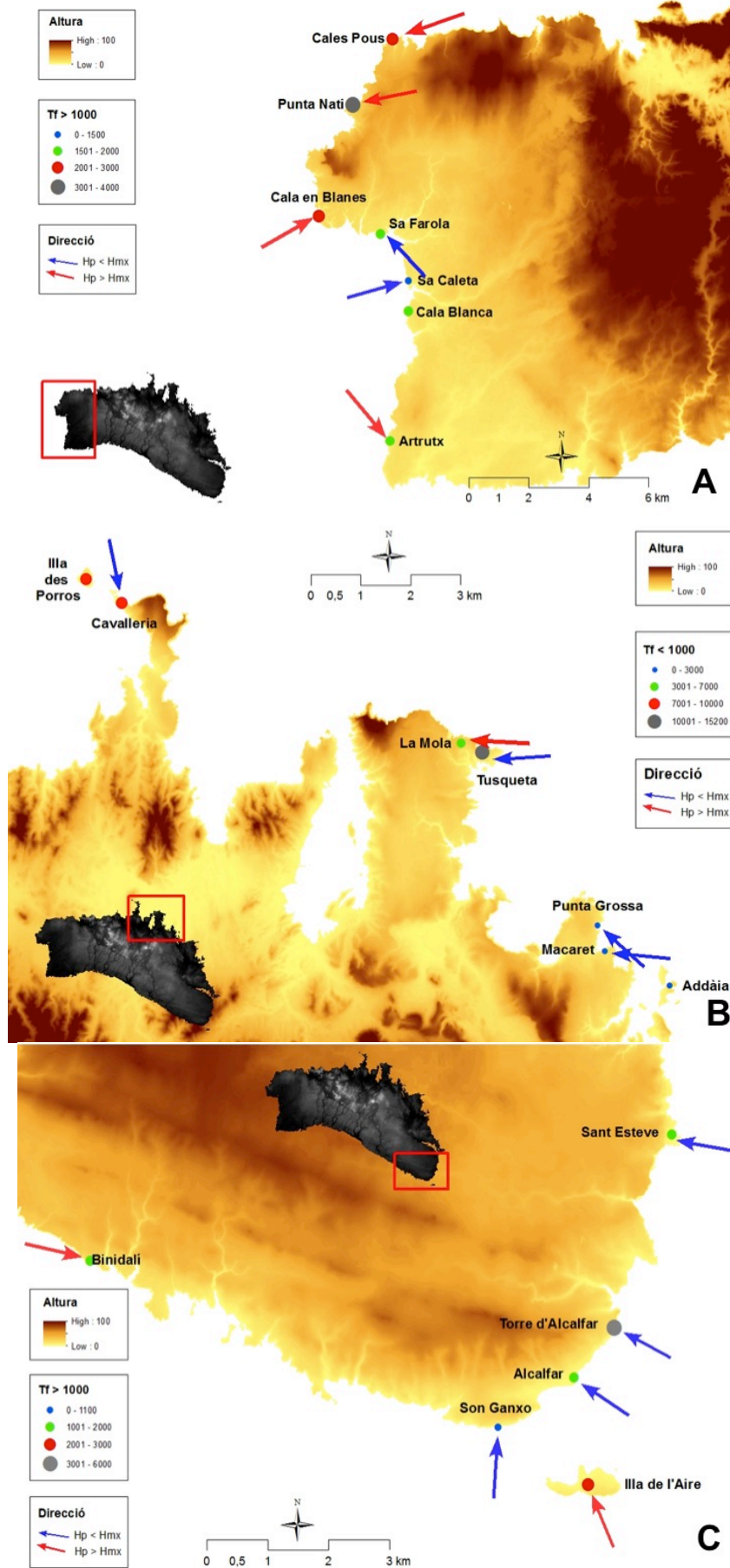


Figura 4.74. A; Orientacions dominants dels blocs al sector Oest. B; Orientacions dominants dels blocs al sector Nord. C; Orientacions dominants dels blocs al sector Sud Est. Altura representada en m.

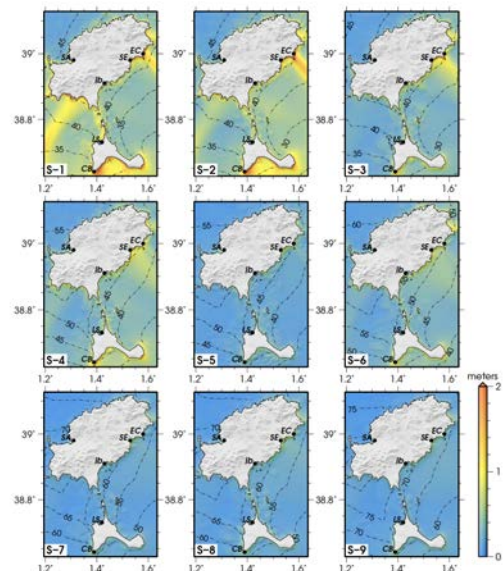
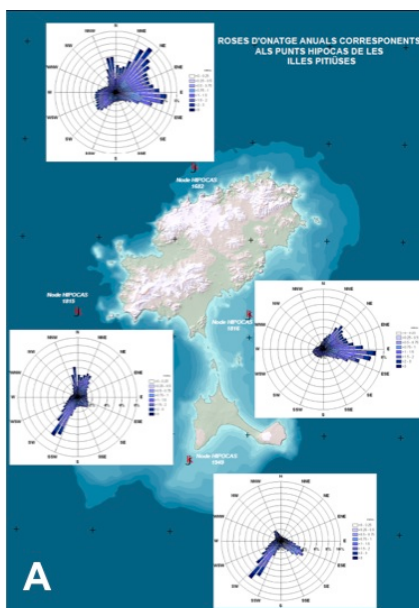
4.7.3.3.- Sector Sud Est

El sector SE presenta 5 àrees amb orientacions de blocs, 2 d'elles associades a penya-segats no sotmesos a la influència de l'onatge. L'orientació dominant de l'onatge en aquest sector és de component SE (135°) i l'orientació dominant dels blocs és de 160° (Figura 4.74 c), amb evidències que els associen a les trajectòries de tsunamis dels models S-2, S-3, S-4, S-5, S-6, S-8 i S-9 definides per Álvarez et al. (2011). En conjunt es pot dir que els blocs presenten un bon patró d'orientacions associades als models de tsunamis, tot i que hi trobem una àrea, Binidalí, amb orientació dominant de 282° , que coincideix amb les trajectòries definides ni amb l'alçada dels onatges dominants.

En conclusió i malgrat que gairebé totes les àrees es troben influenciades per l'onatge degut a les tipologies dels penya-segats, els volums, pesos, les morfologies de blocs, els cordons i la presència de morfologies post-deposicionals indiquen clarament que es tracta d'un sector afectat per tsunamis provinents de les fonts definides per Álvarez et al. (2010) i retreballades periòdicament per tempestes de component SE.

4.7.4.- Orientacions de blocs a Pitiüses

Es representen les orientacions dels blocs de 4 àrees de les Pitiüses, 3 a Eivissa i 1 a Formentera (Figura 4.75 c, Taula 4.24). L'orientació mitjana d'aquests blocs és de 151° , on dues d'aquestes àrees es troben ubicats a la costa E de l'illa d'Eivissa, i una a la costa N. Si prenem com a referència les tres àrees ubicades a l'E de l'illa observem que dues d'elles es troben associades a les direccions dominants de les tempestes, i que l'orientació dels blocs es pot relacionar amb fenòmens mixtes. L'àrea de Formentera, no afectada per la incidència de l'onatge, es troba orientada a 131° , coincidint amb les direccions dominants de les trajectòries S-1 i S-2 definides per Álvarez et al. (2001).



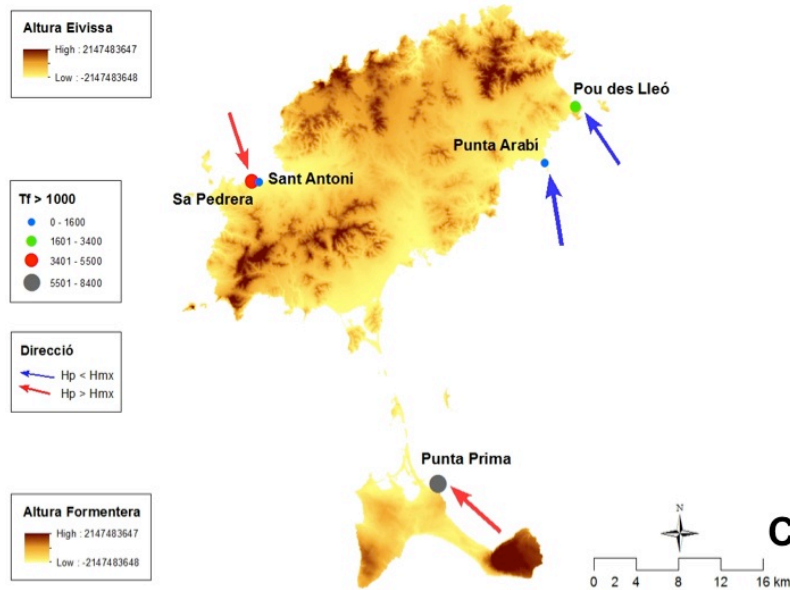


Figura 4.75. A; Predomini dels onatges a Pitiüses, Font: IMEDEA, (2008). B; Modelització de trajectòries de tsunamis, Font: Álvarez et al. (2011). C; Orientacions dominants dels blocs a Eivissa i Formentera.

Illa	Ubicació	Perfil	Alç. penya-segat (m)	Alçada màxima ona	Orientació ones	Orientació blocs
Eivissa	Punta Arabí	3	5,5	9,5	45	170
Eivissa	Pou d'es Lleó	3	5,5	11	22,5	145
Eivissa	Punta Pedrera	3	9	8,5	22,5	161
Formentera	Punta Prima	3	9,5	8,5	45	131

Taula 4.24. Àrees amb blocs amb $TI > 1.000$ i característiques del penya-segat (perfil tipus), alçada i orientació d'ona i orientacions de blocs.

4.7.5.- Discussió

L'orientació dels blocs ofereix unes dades sobre tsunamis que han afectat i afecten les illes Balears indicant fonts ben definides al N d'Àfrica. La cartografia per sectors i àrees revela un patró d'orientació associat a tsunamis, especialment en aquelles àrees que no es troben sotmeses als efectes de les tempestes, i on la freqüència de les direccions de l'eix llarg dels blocs (A) coincideix amb els escenaris tsunamítics descrits per Álvarez et al. (2010, 2011). Les àrees que presenten major coincidències i que informen millor de tsunamis són el S de Pitiüses, Est de Mallorca i Sud Est de Menorca, totes elles afectades de ple per varis dels escenaris definits. Els patrons d'orientacions en els perfils de costa més baixos informen, amb base a la tipologia de blocs, morfologia costera i presència de marques, del retreballament de blocs per part de les tempestes. A grans trets el patró d'orientacions de blocs reflecteix un esquema ja reconegut a altres llocs del Mediterrani (Mastronuzzi i Sansó, 2004; Scicchitano et al., 2007) i que pot ser explicat en força àrees com una reorientació dels blocs per les onades de tempesta després d'un esdeveniment de tsunami. La major part dels blocs associats a perfils que no es troben afectats per tempestes, presenten columnes de fluxos H_s i H_t superiors o molt superiors als que poden generar-se per l'acció de les tempestes i on l'eix més llarg del bloc sol està orientat amb els fluxos definits per camps d'origen de tsunamis, segons Mastronuzzi et al. (2012).

Una part important dels blocs amb $TF > 1.000$ té el seu principal eix orientat en la direcció de les principals ones de tsunamis i alguns coincideixen amb les principals ones de tempesta, fet que reforça la teoria de retrabament de blocs de grans dimensions. Per altra banda la correspondència entre l'orientació d'un eix i l'acostament de direcció de l'ona principal és només aparent en alguns casos, ja que podem tenir alguns casos en que els fluxos han estat refractats per la costa emergida i/o submergida al colpejar-la, tal com indicava Mastronuzzi i Sanso (1998). En les orientacions dominants dels blocs podem observar que, llevat d'alguns casos locals condicionats per morfologies *flowouts*, la disposició de les fractures al llarg de la costa en diferents àrees no ha afectat els resultats de l'orientació mitjana tot i que si fem una anàlisi més detallista podem observar que algunes fractures paral·leles a la costa sí condicionen l'orientació d'alguns blocs, indiferentment que l'impacte sigui de tempesta o de tsunami, i on les tempestes seran les encarregades de la modificació progressiva o puntual d'aquest canvi d'orientació.

La costa N del sector W i el sector N de Menorca presenta patrons clars de blocs associats a grans morfologies *flowout*, mentre que les tres àrees associades a perfils de tipologia 4, Punta Nati, cales Pous i la Mola de Fornells, presenten unes orientacions que informen d'altres fluxos no associats a les fonts d'Algèria, si no a fluxos provinents del continent europeu, ja que les orientacions de blocs reflecteixen fluxos de component N i NE i podrien estar associats a esllavissades submarines del golf de Lleó.

4.8.- Imbricacions de blocs

Els cordons de blocs generats per tsunamis estan en general ordenats, estratificats i mostren una disposició d'imbricació força estable segons diversos autors (Scoffin, 1993; Hayne i Chappell, 2001; Nott, 2006). Aquesta imbricació reflecteix la direcció de l'onada d'arribada del tsunami durant l'emplaçament. Sovint és possible reconstruir la direcció d'aproximació de l'ona i de la ubicació que han seguit els blocs associats a diferents fonts, exemplificats en trens imbricació (Brown, 2011). Aquests blocs poden ser repetidament arrossegats, transportats i dipositats (Noormets et al., 2004; Hansom et al., 2008; Fichaut i Suañez, 2011; Stephenson i Naylor, 2011; Roig-Munar et al., 2015). La identificació de processos d'imbricació, reelaboració i transport sobre aquestes plataformes rocoses mostra l'evidència d'esdeveniments de grans fluxos que posteriorment han estat retreballats per altres de menor intensitat però de major freqüència, com són les tempestes (Noormets et al., 2002; Sommerville et al., 2003; Williams i Hall, 2004; Hansom i Hall, 2009; Switzer i Burton, 2014).

Els retreballaments de blocs i els seus nous desplaçaments mitjançant tempestes tenen signes de fregament sobre blocs de dalt cap a terra (Figura 4.76) i tendeixen a mostrar els refluxos de tempestes en direcció terra mar un cop es retira l'ona. Els retreballaments es troben a blocs de petites dimensions, mentre que a blocs de grans dimensions i a certes alçades i distàncies de la

línia de costa, no s'han detectat retocs amb presència de marques de fregament. A escala local la força de la tempesta, pel que fa al retreballament dels blocs, dependrà clarament de l'orientació local de la costa i de la seva morfologia, i amb l'ocurrència poc comú de fortes tempestes responsables de l'escassetat d'acumulacions de grans blocs, com s'ha pogut constatar a l'apartat 4.6.



Figura 4.76. Exemples de retreballaments i fregaments de blocs imbricats sobre perfils de tipologia 1 a les àrees de Punta Prima (A) i St. Esteve (B), Menorca.

4.8.1.- Imbricacions de blocs en relació amb el perfil de la costa

En el present apartat s'ha cercat la relació entre la imbricació de blocs, el tipus de perfil de costa rocosa i la seva exposició a diferents fluxos. Els tsunamis donen lloc a imbricacions d'angles elevats, i les tempestes són capaces de retreballar els blocs imbricats en forma de cordons o agrupacions aïllades, i donen lloc a una reducció de l'angle original de deposició per processos de retreballament i fregament sobre les cares exposades del bloc als perfils afectats per tempestes.

Illla	Ubicació	Sector	Perfil Tipus	Alçada (m)	Distància (m)	Pes (T)	Imbricació (°)
Mallorca	Ses Salines	S	1	1,5	9	8,65	27
Menorca	Punta Prima	SE	1	1,5	6,5	2,1	32
Menorca	St Esteve B	SE	1	2,5	15	4,9	20
Menorca	Binisafuller	SE	1	2	24	3,2	40
Menorca	Son Ganxo	SE	1	1	13	4,39	26
Menorca	Alcalfar B	SE	1	1,5	10	2,22	28
Mallorca	Estalella	S	2	2,5	18	4,5	31
Menorca	St Esteve A	SE	2	5,5	25	6,3	47
Menorca	Sa Caleta	W	2	5,5	12	3,1	13
Menorca	Son Saura	W	2	7	12	3,2	15
Menorca	Alcalfar A	SE	2	8,5	35	4,35	58
Menorca	Farola	W	3	10	11	4,3	37
Menorca	Artrutx	W	3	9,5	47	3,2	34
Formentera	Punta Prima	S	3	13	81	7,4	41
Mallorca	Rafalino	E	3	12	30	8,5	54
Mallorca	Serrat	E	4	15	42	9,3	53
Menorca	Punta Nati	W	4	28	25	4,6	49
Menorca	La Mola	N	4	23	69	3,1	53

Taula 4.25. Relació d'imbricació de blocs exposats a l'onatge i ordenats per perfils tipus.

Per aquesta relació s'han triat diferents àrees analitzades a on s'havien pres els valors d'imbricació dels blocs (Figura 3.1 b). S'observen a la Taula 4.25 les dades de les 18 àrees mostrejades, on s'ha representat l'illa i el sector on es troben, el perfil tipus al que corresponen, l'alçada en m s.n.m dels cordons o agrupacions analitzats, la seva distància en relació amb la línia de costa, el pes en T i la imbricació dominant en graus. S'han mostrejat àrees amb perfils de tipologia 1, 2, 3 i 4, mentre que no hem analitzat àrees amb perfils tipus 5 i 6 degut a que els blocs d'aquestes tipologies no estan sotmesos a les condicions ideals per aquest estudi, ja que en elles hi predominen processos gravitacionals de caigudes de blocs i processos de rodolament de blocs cap a cotes inferiors, com és el cas de l'illa de l'Aire. En el cas d'Alcalfar i Sant Esteve s'han pres dues series de mesures distintes a cada àrea en funció de les dues tipologies de perfils que presenta la línia de costa (perfil 1 i 2), i s'han pres les orientacions dels blocs a cada tipus de perfil per relacionar-ho amb les adaptacions dels blocs a la morfologia costera (Williams i Hall, 2004; Hall et al., 2006).

Els resultats obtinguts amb les mesures de les imbricacions s'han representat de forma esquemàtica a la Figura 4.77, que representa els diferents perfils tipus establerts i els graus d'imbricació mitjana. Les dades indiquen que a mesura que ens allunyem de la costa en alçada, així com associats a la incidència de diferents fluxos, els graus d'imbricació canvien de mar a terra i de menys a més. S'observa també que els perfils 1 i 2 presenten menors imbricacions de blocs imbricats, atribuïble a retreballaments de fluxos de tempestes.

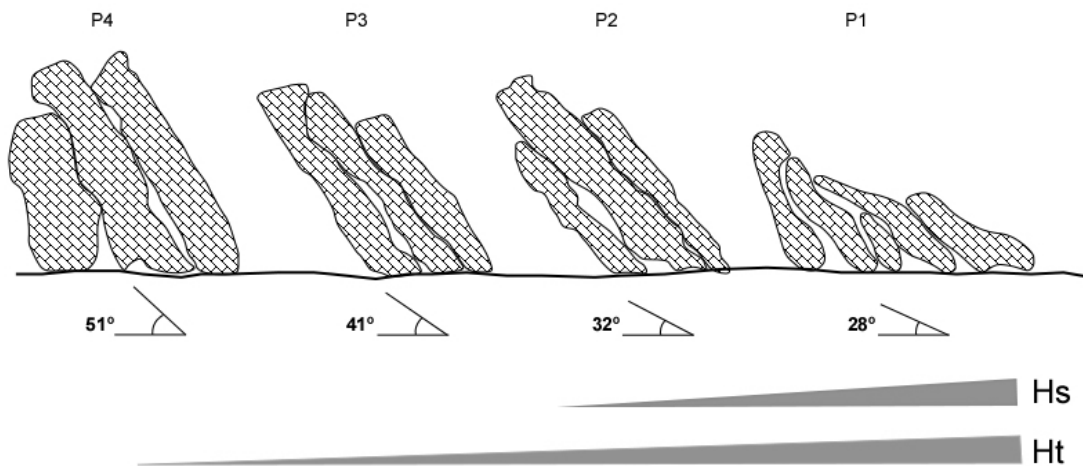


Figura 4.77. Esquema de tipologies d'imbricacions en funció del tipus de perfil i de l'afectació d'alçades d'ona de tsunami (Ht) i de tempesta (Hs).

D'acord amb els resultats de la Taula 4.25, les imbricacions dels blocs associats a diferents perfils tipus són les següents:

4.8.1.1.- Perfil de tipologia 1; S'han analitzat 6 àrees que presenten disposicions de blocs i cordons imbricats, a una alçada mitjana de 1,67 m s.n.m i a una distància mitjana de 13 m. Els blocs presenten pesos de 4,24 T i una imbricació mitjana de 28,9°. Es tracta d'àrees on l'onatge hi

incideix de forma constant i on trobem força símptomes de marques i impactes sobre les roques. Destaca la presència de blocs amb restes de fauna marina i amb morfologies arrodonides i subarrodonides. Les àrees font no queden prou definides, ja que es tracta de perfils on tota l'àrea exposada a l'onatge es susceptible de ser afectada per fluxos que generen blocs.

4.8.1.2.- Perfil de tipologia 2; S'han analitzat 5 àrees que presenten disposicions de blocs i cordons imbricats, a una alçada mitjana de 5,8 m s.n.m i a una distància mitjana de 20,4 m. Els blocs presenten pesos de 4,29 T i una imbricació mitjana de 32,8°. Són àrees on l'onatge hi incideix i on trobem morfologies flowout ben definides, com és el cas de Son Saura, Menorca. Les marques hi són presents en menor mesura i els blocs no presenten morfologies d'arrodoniment, tot i que destaquen les formes subarrodonides. No es troben restes de fauna marina i les àrees font associades a les cornises queden relativament clares.

4.8.1.3.- Perfil de tipologia 3; S'han analitzat 4 àrees, que presenten disposicions de blocs i cordons imbricats, a una alçada mitjana de 11,1 m s.n.m i a una distància mitjana de 42,25 m. Els blocs presenten pesos de 5,85 T i una imbricació mitjana de 41,5°. Són àrees on l'onatge no els afecta i es poden observar diferents àrees de denudació associades a la cornisa del penya-segats, algunes d'elles amb formes d'esglaons que informen de diferents períodes de denudació associats a diferents fluxos puntuals de gran intensitat.

4.8.1.4.- Perfil de tipologia 4; S'han analitzat 3 àrees que presenten disposicions de blocs i cordons imbricats, a una alçada mitjana de 22 m s.n.m i a una distància mitjana de 45,3 m. Els blocs presenten pesos de 5,47 T i una imbricació mitjana de 51,7°. Són àrees on l'onatge no els afecta i les àrees font queden força clares associades a les cornises dels penya-segats, on podem trobar l'esglaonament progressiu de mar a terra de la denudació de diferents estrats. Els blocs són tots angulosos i alguns d'ells es troben dins zones de vegetació de port arbustiu i amb un important recobriment líquènic en les seves superfícies, com és el cas de el caló d'es Serrat, Mallorca.

L'anàlisi de les dades demostra la relació existent entre les diferents variables morfològiques de la costa rocosa. Els blocs ubicats sobre perfils de tipologia 1 i 2 presenten menor imbricació ja que aquesta s'associa a retreballaments continus per part de les tempestes, com s'observa a la Figura 4.76 i es corrobora amb els resultats obtinguts a Tirant (Figura 4.68 c i d) (Williams i Hall, 2004; Stephenson i Naylor, 2011). Mentre que els blocs associats als perfils 3 i 4, no sotmesos a tempestes en el cas de les illes Balears, presenten majors imbricacions fruit d'un sol flux d'arrabassament, trasllat i deposició de blocs en forma de cordons imbricats (Browne, 2011; Scheffers i Kinis, 2014).

4.8.2.- Imbricació i adaptació als fluxos dominants

Per donar un valor numèric i gràfic als arguments dels canvis de posicions de blocs i de les seves imbricacions (Figura 4.76) i associats a esdeveniments repetits sobre una mateixa àrea, i vinculats a tempestes sobre blocs de tsunamis (Hall et al., 2006; Paris et al., 2009, 2010) s'han pres com a referència les àrees de St. Esteve i Alcalfar (Menorca), on s'han realitzat diferents transectes amb mesures com; tipus de perfil, orientacions de blocs i inclinacions de diversos cordons associats a cada perfil dins la mateixa àrea. Els resultats es relacionen amb les dades d'onatge (Cañelles et al., 2007; Cañelles, 2010) i les modelitzacions realitzades per Álvarez et al. (2010 i 2011).

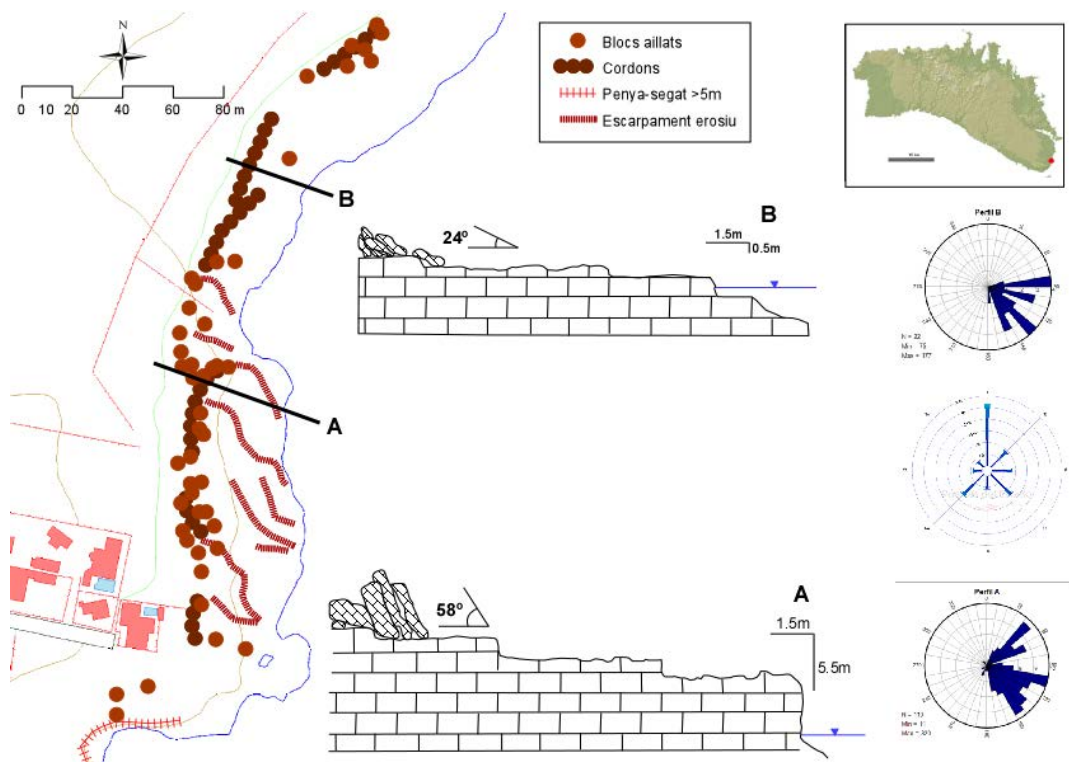


Figura 4.78. Cartografia geomorfològica d'Alcalfar i representació dels dos perfils analitzats.

A l'àrea d'Alcalfar (Figura 4.78) s'han realitzat dos transectes al llarg de la línia de costa: un sobre una sector amb perfil de tipologia 2 (transecte A) i un sobre una àrea amb perfil de tipologia 1 (transecte B). Observem que l'onatge dominant en aquesta àrea és de component N i amb menor predomini de component ESE. D'acord amb les dades obtingudes es pot dir que:

1.- El transecte A presenta cordons amb imbricacions força pronunciades, a alçades de 8,5 m s.n.m i a una distància de la costa de 35 m, amb blocs de 4,35 T, amb una imbricació mitjana de $58,6^\circ$ (Taula 4.25) i amb blocs no retreballats i angulosos que es corresponen a la denudació de les capes que trobem al llarg de la terrassa. Aquestes terrasses presenten algunes àrees d'impactes als primers metres de la cornisa que es fan menys freqüents de mar a terra. L'orientació mitjana dels blocs és de 135° i $112,5^\circ$, coincidint amb les trajectòries modelitzades

dels tsunamis. Malgrat això, destaca un grup de blocs que presenten una orientació dominant de 50° i no es correspon ni al domini de l'onatge ni a les trajectòries de tsunamis, presentant-se imbricats sobre les mateixes capes de denudació de les terrasses superiors. La morfologia i disposició d'aquest darrer grup de blocs indica que es tracta de blocs associats a tsunamis, però la direcció de l'eix major dels blocs més grans és gairebé ortogonal al pendent de la costa i aquesta podria estar condicionada per la geomorfologia local de la línia de costa i la irregularitat de la plataforma, afavorint que aquests grans blocs hagin quedat imbricats o encallats entre si o contra els obstacles de la plataforma d'on han estat arrabassats, arrossegats o trets, seguint el model que definia Barbano et al. (2011). Per tant, aquest perfil informa que els blocs són eminentment de tsunamis i que alguns d'ells han pogut quedar entrebancats per les irregularitats de la zona de flux o reflux del tsunami, donant com a resultat unes orientacions poc comuns (Nandasena et al., 2011).

2.- El transecte B presenta dos cordons superposats amb imbricacions poc pronunciades, a alçades de 1,5 m s.n.m i a una distància de 10 m, amb blocs de 2,22 T, amb una mitjana d'imbricació de 24° (Taula 4.25). Presenta blocs retreballats i subarrodonits sotmesos a l'onatge incident. Es troben sobre terrasses amb força impactes al llarg de tot el transecte. L'orientació dominant dels blocs és de 118° i no es correspon al domini de l'onatge dominant, però en ells s'observa un ventall d'orientacions associades a les trajectòries de tsunamis i al segon domini d'onatge del E i del ESE. Malgrat que la imbricació dels cordons superposats és bona, destaquen les marques de fregament de blocs (Figura 4.76) que denoten la reorientació d'aquests blocs per l'onatge donant com a resultat un ventall d'orientacions. Inicialment els blocs serien dipositats per un tsunami i posteriorment retreballats per tempestes. En aquest cas, els blocs estan ben imbricats allà a on les direccions coincideixen amb la direcció dels dos fluxos dominants, els tsunamis com a fenomen de deposició inicial, i els de tempesta com a fenomen continu de retreballament, seguint els arguments de Williams i Hall (2004).

A l'àrea de St. Esteve (Figura 4.79) s'han analitzat cinc transectes al llarg de la línia de costa: un sobre un sector amb perfil de tipologia 2 (transecte A) i quatre sobre una àrea amb perfil de tipologia 1 (transecte B), tot i que aquests darrers s'han sintetitzat en un sol perfil. Observem que l'onatge dominant en aquesta àrea és, com a Alcalfar, de component N i amb menor predomini de component ESE. Amb base a les dades obtingudes als cinc transectes es pot dir que:

1.- El transecte A presenta dos cordons amb imbricacions força pronunciades a alçades de 5,5 m s.n.m i a una distància de 25 m, amb blocs de 6,3 T, i amb una imbricació mitjana de 47° (Taula 4.25), presentant un màxim de $57,7^\circ$, amb blocs no retreballats i angulosos que es corresponen a la fractura i remobilització de les capes que trobem al llarg de la terrassa més propera a la mar. L'orientació dels blocs és de 161° , amb coincidència amb l'orientació de les

trajectòries modelitzades de tsunami. Tan sols es detecten petits impactes a la cornisa del penya-segat.

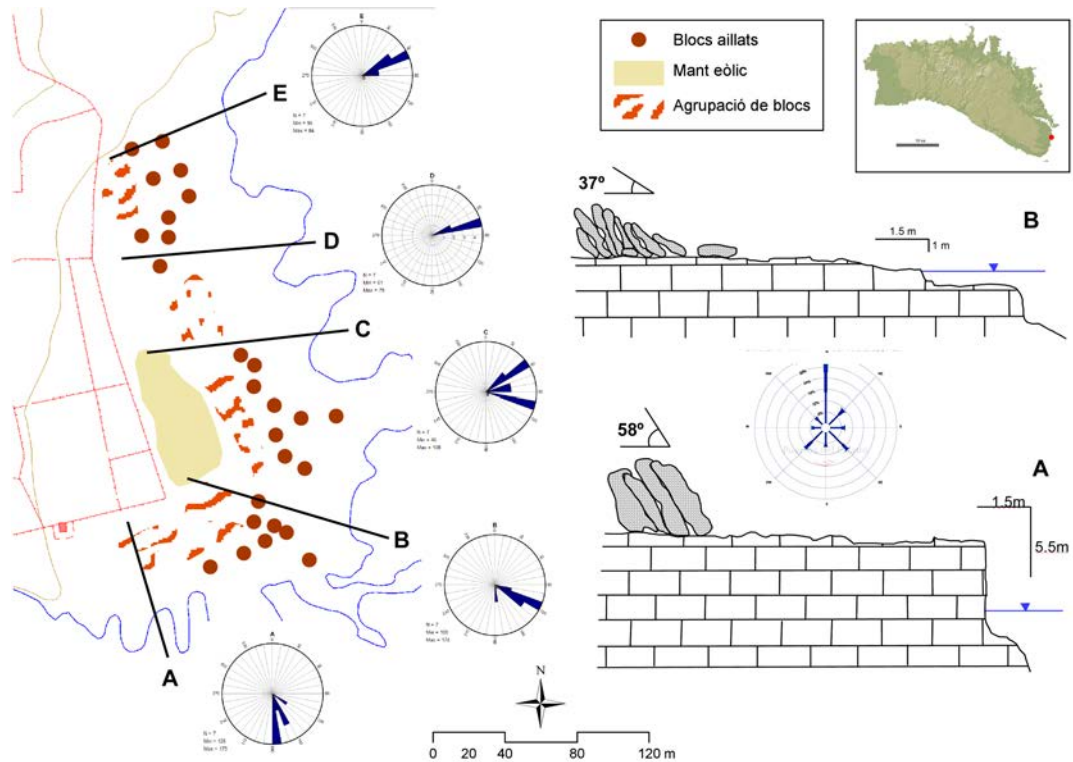


Figura 4.79. Cartografia geomorfològica de St. Esteve i representació dels dos perfils analitzats.

2.- El transecte B, representatiu dels quatre restants, presenta fins a tres cordons superposats amb imbricacions poc pronunciades, a alçades de 1,5 m s.n.m i a una distància mitjana de 17 m, amb blocs de 4,9 T, amb una imbricació mitjana de 20° (Taula 4.25). Tot i això, la mitjana d'aquesta imbricació en els 4 transectes va variant de forma descendent a mesura que ens desplaçem cap al N del sector. Els blocs presenten nombroses marques de fregament, blocs desapareguts dels cordons, blocs subarrodonits i nombroses fractures a estrats aïllats al llarg de la plataforma. La direcció de la imbricació dominant en les cares cap al mar d'aquest transecte coincideix amb els onatges de component ESE i reflecteix l'emplaçament per ones incidents. Aquest procés dona lloc a la modificació continua de les imbricacions i fins i tot de les orientacions dels blocs davanters del cordó. Aquest fet està possiblement condicionat per la geomorfologia local de la línia de costa, la irregularitat de la plataforma i la batimetria, com esmentava Barbano et al. (2011) a altres indrets del Mediterrani. L'àrea de St. Esteve exemplifica l'estratificació de diferents successions de blocs de tsunamis que posteriorment han estat retreballats per l'onatge condicionat a la morfologia de la costa i la tipologia de perfil, observant-se que el transecte B, amb perfil de tipologia 2, presenta la disposició de blocs no treballats associats a grans fluxos, mentre que el transecte A, amb perfil de tipologia 1, està sotmès a un procés continu de retreballament i modificació de les condicions inicials de la deposició, seguint els arguments de Williams i Hall (2004).

4.8.3.- Discussió

Els dipòsits analitzats, Alcafar i Sant Esteve, estan ben imbricats, especialment en els seus eixos orientats cap al mar on les direccions d'imbricació coincideixen amb la direcció de fluxos, seguint els arguments de Williams i Hall (2004). Els blocs exhibeixen signes evidents d'imbricació com uns registres de la seva trajectòria associada a un flux cap a terra (Switzer i Burston, 2014).

La identificació de la imbricació, retreballament i transport dels blocs sobre les plataformes rocoses costaneres i els penya-segats mostra l'evidència d'esdeveniments de grans fluxos, posteriorment retreballats pels onatges i que dona lloc a la modificació de les orientacions dels blocs menors de forma continuada en el temps. Les imbricacions proporcionen evidències convincents d'esdeveniments individuals o múltiples, no obstant això, és impossible atribuir aquests dipòsits a un esdeveniment únic. Podem dir que les imbricacions són eminentment el resultat de fluxos de tsunami i no poden imputar-se a pujades de nivell del mar i/o a retrocessos homogenis de penya-segats. Els dipòsits de blocs imbricats i alineats al llarg de la línia de costa, ja sigui amb un sol cordó o amb varis cordons superposats, com és el cas de St. Esteve i Alcafar, són indicatius de transport associat a tsunamis, malgrat que els seus valors no assoleixin un $TF > 1.000$. La relació orientació i imbricació és de gran ajuda per la correlació entre els models de propagació de tsunamis, els resultats obtinguts amb l'anàlisi de les tempestes (capítol 4.6.4), la tipologia de perfils de costa i la seva morfologia.

4.9.- Datacions de blocs

La datació dels blocs permet establir una seqüència de deposició d'aquests de manera relativa o absoluta, intentant determinar l'ordenació en el temps dels blocs segons diferents mètodes i registres utilitzats. Actualment es disposa de procediments basats en l'estudi en detall d'estrats i mètodes fisicoquímics aplicats a la geomorfologia i a la geologia, com ara el paleomagnetisme, la termoluminescència o el carboni 14, i que permeten determinar l'edat absoluta, en aquest cas el temps transcorregut des del moment de la seva deposició fins l'actualitat. Altres mètodes de datacions consisteixen en l'estudi dels estrats, d'organismes associats als blocs, com la liquenometria. Cal fer esment que en funció del període temporal que s'estudia es poden establir correlacions amb la documentació històrica. De les possibles metodologies a aplicar a la datació dels blocs s'han descartat d'un primer moment dos mètodes de datacions absolutes:

4.9.1.- Paleomagnetisme

Consisteix en la determinació del camp magnètic terrestre registrat per les roques en el moment de la seva formació. El mètode es basa en tres suposicions bàsiques: a) el camp magnètic terrestre s'assembla al produït per un punt geocèntric paral·lel a l'eix de rotació de la terra, on els pols paleomagnètics calculats en una àrea determinada coincidiran amb els de l'eix

de rotació, b) el registre del camp magnètic primari que està a les roques conserven el camp magnètic terrestre del passat, i c) el registre invariable en el temps: la magnetització adquirida per una roca en el moment de la seva formació, pot romandre invariable (Butler, 1992; Tauxe, 1998; McElhinny i McFadden, 2000).

En aquest estudi el mètode no és viable ja que la majoria dels blocs que es troben damunt de plataformes procedeixen d'afloraments que pertanyen al període Miocè i/o Quaternari. En cap cas estariem datant l'edat de l'arrencament i deposició del bloc, d'aquí que aquest mètode de datació quedi descartat en el nostre context geogràfic. En el cas de les illes Balears, a dia d'avui, no es disposa de materials que en el moment de generar carbonats, en forma d'esculls per exemple, hagin estat arrabassats i dipositats per grans fluxos sobre la costa, i per tant aquestes datacions no són viables, a diferència dels estudis realitzats en altres àmbits geogràfics com ara el Carib per Robinson et al. (2008).

4.9.2.- Termoluminiscència

Es tracta d'un mètode de datació que es basa en la determinació dels efectes causats per la radiació ionitzant sobre l'estructura d'una xarxa cristal·lina, on considerant certs factors que són inherents a cada tipus de mostra proporciona la possibilitat de determinar la seva edat (Ritcher, 2007). La termoluminiscència és un mètode que s'ha utilitzat per determinar la magnitud i el moment d'esdeveniments registrats en dipòsits costaners, focalitzat a l'estudi de sediments, datant directament l'esdeveniment deposicional que exposa els dipòsits a dita radiació (Jacobs, 2008).

Els tsunamis poden transportar sediments detrítics desordenats i sense classificar al llarg de la costa, amb barreges d'arena i còdols (Dawson, 1994; Scheffers i Kelletat, 2003), i aquestes deposicions han estat ben documentades mitjançant l'aplicació de luminescència en dipòsits costaners (Moore i Moore, 1989; Paris et al., 2010).

Aquest mètode, en el cas de les illes Balears, presenta dos tipus d'obstacles en aquest estudi:

1.- No disposem de sediments o tsunamites associats als blocs, ja que segons Hori et al. (2007) és molt poc probable que els dipòsits de tsunami es conservin tal com es van formar, així mateix existeixen processos post deposicionals d'erosió als camps tsunamítics amb una reducció probable de la seva existència (McAdoo et al., 2008; Oliveira et al., 2011; Roig-Munar et al., 2015), i la transformació recent de moltes àrees amb presència de blocs (Martín-Prieto et al., 2013).

2.- La ubicació dels blocs, els volums i els pesos d'aquests impossibiliten la recollida de mostres en les seves bases, en el ben entès que hi fossin.

És per açò que les datacions aplicades en aquest estudi s'han centrat en:

4.9.3.- Liquenometria

Es tracta d'una tècnica que generalment s'aplica al líquen *Rhizocarpon geographicum*, que és una espècie molt habitual, pel seu color groc-verdós, i és de fàcil identificació i per la seva forma

circular en les etapes inicials del seu desenvolupament, i fàcil de mesurar (Pérez-López et al., 2012a; Morano-Büchner i Avena, 2013). No obstant això, l'absència d'aquest tipus de líquen sobre les superfícies a les que s'ha treballat ha estat resolta, inicialment, amb l'ús d'un altre tipus de líquen més abundant i present, l'espècie ramosa *Rocella phycopsis*, als efectes d'establir la taxa de creixement i relacionar-ho amb la data de colonització del bloc, després de la seva deposició.(Figura 4.80).



Figura 4.80. Exemples de líquens utilitzats en la datació. A; Binidali, Menorca. B; Illa de l'Aire, Menorca.

4.9.3.1.- Metodologia i resultats

Es varen recollir mostres de líquens a les àrees d'estudi de: l'illa de l'Aire, Binidali, Alcafar, Sant Esteve i Punta Grossa, totes elles a Menorca (Figura 4.3). El mostreig es realitzà d'acord amb les condicions locals de cada bloc, com l'orientació, l'alçada s.n.m. i la distància de la costa (Bull i Brandon, 1998; Pérez-López et al., 2012b). Un cop mostrejat, els resultats no foren positius, ja que escollirem aquesta espècie per la seva suposada facilitat de datació, però les espècies incrustants litorals presenten un problema de creixement variable, no sols en funció dels tres paràmetres que tinguérem presents, sinó també en funció de la humitat, el vent i la temperatura, que són factors que poden incrementar o disminuir el seu creixement, i dels quals no disposem de dades a escala local. A aquest fet li hem de sumar, sobretot, la manca d'un espai de control de creixement a l'illa, com poden ser les làpides dels cementiris o antigues edificacions no restaurades (Chueca, J., 1999; Pérez-López et al., 2012b). És per açò que s'ha de concloure que aquesta metodologia no ha estat vàlida

4.9.4.- Datació per radiocarboni

La datació per radiocarboni és una de les principals tècniques emprades en la geologia de l'Holocè i Pleistocè superior per tal d'obtenir dades cronològiques. És un mètode simple des d'una òptica general, però complex en els seus detalls (Van Strydonck et al., 1999; Van Strydonck et al., 2010).

Illa	Àrea	Perfil	Distància (m)	Alçada (m)	Morfologia bloc
Mallorca	Ses Salines	1	15	1,5	Subarrodonit
Mallorca	Estalella	2	55	3	Subarrodonit
Menorca	Sant Esteve	1	19	1	Arrodonit
Menorca	Son Ganxo	1	18,4	2,5	Notch invertit
Eivissa	Sant Antoni	1	16,5	1,5	Subarrodonit

Taula 4.26. Relació d'àrees on s'ha mostrejat fauna marina incrustada als blocs. Veure Figura 4.3 per la localització d'àrees mostrejades.

El mètode de datació radiomètrica utilitza l'isòtop carboni-14 (^{14}C) per determinar l'edat de materials, en aquest cas fauna marina, que contenen carboni poden donar edats fins a un màxim de 60.000 anys en casos molt favorables. Aquestes datacions absolutes es basen en l'isòtop natural del carboni: el ^{14}C , inestable o radioactiu, amb un període de semidesintegració de 5.730 ± 40 anys. El ^{14}C es distribueix uniformement sobre l'atmosfera i reacciona amb l'oxigen per formar diòxid de carboni (CO_2). De forma aproximada es pot considerar que el flux de raigs còsmics és constant durant llargs períodes i que el ^{14}C es produeix a un ritme continu, on la proporció de carboni radioactiu i no radioactiu roman constant en l'atmosfera, amb una proporció d'aproximadament 1 part per bilió ($6 \cdot 10^9$ àtoms per mol). L'isòtop radioactiu del ^{14}C es forma, per tant, de manera contínua a l'atmosfera, i mitjançant la fotosíntesi i la dissolució a l'aigua marina aquest isòtop entra en forma de $^{14}\text{CO}_2$ al cicle de la biosfera. Un teòric equilibri dinàmic entre la formació i la descomposició provoca que la concentració de ^{14}C a l'atmosfera sigui constant i en conseqüència que també ho sigui el nivell d'aquest isòtop als organismes vius. Quan un material orgànic abandona el cicle del carboni s'interromp l'intercanvi de carboni i a causa de la desintegració radioactiva es produeix un procés de minva constant en la proporció de ^{14}C , la qual es veurà reduïda a la meitat cada 5.730 anys. Així, el mètode de datació radiocarbònica permet calcular l'edat de materials de la biosfera terrestre amb l'ús de corbes de calibratge (Strydonck et al., 2010), on la seva precisió i forma són les que determinen la precisió de la datació realitzada.





Figura 4.81. Blocs que han estat utilitzats per la datació amb ^{14}C . A i B; St. Esteve, Menorca. C i D; Son Ganxo, Menorca, on s'aprecia a la fotografia C la morfologia de notch invertit, i la inscripció sobre aquest bloc (D). Detall de la fauna mostrejada i datada, E; Sant Esteve i F; Son Ganxo.

A Mallorca les datacions realitzades per Kelletat et al. (2005) i Scheffers et al. (2008) a dues àrees, una a cap Salines i l'altre al NE de l'illa, les dues sobre perfils de tipologia 1, i amb base a datacions de ^{14}C , amb mostres de *Petricola lithofagadonen*, obtenen rangs d'edats (no calibrades segons els autors) de l'any 1508 dC en el cas de ses Salines i de l'any 565 dC en el cas de la costa NE de l'illa, sense poder concretar l'àrea analitzada. Aquestes dades poden ser possibles en el cas de ses Salines, tot i que no es té constància de la tipologia ni ubicació del blocs datat. En canvi en el cas de la costa NE planteja força dubtes per ser considerada.

4.9.4.1.- Metodologia

Per a la datació dels blocs mitjançant ^{14}C en aquest estudi s'han seguit els treballs de Nott (2000), Kelletat i Schellmann (2002), Kelletat et al. (2004), Whelan i Keating (2004), Mastronucci (2010), Barbano et al. (2010) i Biolchi et al. (2015). S'han pres 5 mostres de fauna marina (bivalves i gasteròpodes), incrustada a blocs de 5 àrees d'estudi (Taula 4.26). Són blocs que estaven a la zona submergida i que en algun moment per forces hidràuliques varen ser arrencats i trets a terra. Lacombe i Tchernia (1972) esmenten que les anàlisi de C^{14} poden sofrir diferències d'un indret proper a un altre degut a condicions locals, que en aquest cas, i seguint l'exposició dels resultats de Van Strydonck et al. (2010) en el cas de Mallorca, no hi raó per creure que l'edat del comportament marí a ambdós extrems de les illes Balears sigui diferent per avaluar l'edat dels

blocs. Totes les mostres, a excepció de s'Estalella han estat preses sobre perfils de tipologia 1, ja que a la resta d'àrees mostrejades no s'han localitzat ni identificat restes de fauna marina als blocs estudiats.

De les cinc mostres recollides (Taula 4.26) s'han analitzat aquelles associades a blocs que presentaven major volum i pes, triant els de St Esteve i Son Ganxo (Figura 4.3) ubicats al sector SE de Menorca. El bloc de Sant Esteve (Figura 4.81 A i B) es troba a uns 19 m de la línia de costa i a 1 m s.n.m, amb un pes de 43,15 T i presenta fauna marina incrustada en la meitat inferior del bloc. El bloc de Son Ganxo (Figura 4.81 C) es troba a uns 18,4 m de la línia de costa i a 2,5 m s.n.m, amb un pes de 4,75 T i presenta fauna marina incrustada al bloc. Aquest bloc correspon a una morfologia notch invertida i presenta una inscripció cisellada a ma que diu: "*Hoc saxum propolsatum est*" (Aquest bloc fou expulsat) datada del 26 de febrer de 1989 (Figura 4.81 D). El bloc reposa sobre un estrat denudat, no es troba imbricat amb cap altre bloc ni tampoc associat als pocs cordons que queden a l'àrea.

4.9.4.2.- Resultats

Les mostres han estat analitzades pel laboratori del *Institut Royal Patrimoine Artistique* (2000.07075) (Annex 6). Els resultats obtinguts un cop calibrades les mostres han estat:

4.9.4.2.1.- Son Ganxo

La mostra de Son Ganxo, amb referència RICH-21441: 106.96 ± 0.39 PMC, té una edat que s'expressa com PMC (% de carboni modern). El resultat ha estat calibrat utilitzant la corba marina, en lloc d'utilitzar l'edat mitjana del reservori oceà malgrat la poca informació sobre aquesta corba segons Scourse et al. (2012). El resultat de l'anàlisi amb ^{14}C de la mostra dona una edat de 51 anys, és a dir, de 1964.

Si analitzem les dades de tempestes de les darreres dècades, i les relacionem amb la data i inscripció del bloc (Figura 4.81 D), s'ha comprovat que les ones registrades amb alçades al Punt SIMAR 2134116 per les dates de datació de ^{14}C i per les dates de la inscripció són:

- 1.- El 4 de maig de 1960 hi hagué un temporal de 4,8 m d'alçada i Tp 10,3 s amb orientacions de 042° ,
- 2.- El 14 de gener de 1961 hi hagué un temporal de 6 m d'alçada i Tp 10,5 s amb orientacions de 222° ,
- 3.- El 26 de febrer de 1989 hi hagué un temporal de 5,9 m d'alçada i Tp 12,3 s amb orientacions de 226° .

És per açò que el bloc, tot i ser contemporani, està associat a una d'aquestes tres tempestes, mostrant-se com un bloc individual sense morfologies d'imbricació associada a altres blocs, i on els resultats conclouen que es tracta d'un bloc aïllat associat a un fenomen de tempesta, possiblement atribuïble a l'any 1989 per la seva consistència (Figura 4.81 D).

4.9.4.2.2.- Sant Esteve

La mostra, amb referència RICH-21442: 518±31BP presenta un desplaçament de l' ΔR mundial d'edat del dipòsit equivalent a 26+24, segons Strydonck et al. (2010) i se li ha aplicat un calibratge de 13.14c de la corba marina definida per Reimer et al. (2013). L'edat absoluta d'aquest bloc oscil·la baix la probabilitat de distribució de la mostra amb una probabilitat del 94,4% i un rang de probabilitat d'1, donant una edat de 1720 AD.

4.9.5.- Datació per dissolució de morfologies càrstiques

En aquest cas, i en gran part degut a la manca de restes de fauna marina associada a blocs i a la manca de resultats associats a liquenometria, s'ha optat per obrir una nova línia en l'estimació de l'edat mitjançant el càlcul de les taxes de dissolució càrstica dels cocons post-deposicionals ubicats sobre els blocs. Segons Gómez-Pujol (2006) els cocons són mesoformes litorals, corresponents a depressions de planta més o menys el·líptica, poc profundes i de fons pla, les dimensions de les quals oscil·len des de l'ordre centimètric al mètric, de vores aixecades i sovint a sobrepom, excavades damunt la superfície de la roca, i en les quals es reté l'aigua. Les parets laterals dels cocons solen presentar extra-ploms de pocs centímetres de profunditat amb un angle proper als 90° amb la base. Es desenvolupen sobre diferents litologies carbonatades i són presents a superfícies planes o sub-horitzontals, sempre i quan hi predominin els processos d'alteració química. En aquest estudi aquestes superfícies corresponen als blocs que es troben ubicats sobre les àrees analitzades i sobre plataformes de les àrees font o nivells d'on s'arrabassaren els blocs.

Emery (1946) abordà la formació de cocons des d'una perspectiva analítica, els seus resultats posaven de manifest l'existència de canvis de pH i d'alcalinitat, amb taxes d'erosió, que posteriorment Revelle i Emery (1957) estimaren en 0,3 mm/a (increment de la profunditat per any). Schneider (1976) desenvolupà el seguiment de paràmetres físics i químics de l'aigua retinguda als cocons, on analitzà les corbes d'intensitat de llum, temperatura, concentració d'oxigen, alcalinitat específica, pH, oxigen dissolt, contingut en clorurs, contingut en calci i la relació calci-clorur, que permeteren plantejar mecanismes pels quals s'assimila el bicarbonat, descartant com a procés, en l'evolució dels cocons, la dissolució inorgànica. Durant el dia, la flora (algues) present a la roca consumeix el CO₂ de l'aigua mitjançant l'acció fotosintètica, i en el moment que no disposa de llum suficient atura aquest procés i es produeix un increment del contingut en CO₂ a l'aigua, de manera que es dissocia el carbonat càlcic i el volum d'aigua deixa d'estar sobresaturat, fet pel qual disminueix el pH i s'incrementa el potencial de dissolució. Trudgill (1985) destacà el paper de la dissolució diferencial en funció de la mineralogia dels carbonats, mentre que Miller i Mason (1994) realitzaren seguiments de la química de l'aigua dels cocons, que juntament amb altres experiències de laboratori realitzades per Dalongeville et al. (1994) apunten la línia de Schneider (1976) en el control de la microflora que habita la roca en els processos de dissolució. Ara bé, la

dissolució no és l'únic mecanisme que intervé en el desenvolupament dels cocons. Torunski (1979), Trudgill et al. (1987), Dalongeville i Le Champion (1982) i Kelletat (1997) destaquen l'acció erosiva física i química dels gastròpodes i, en alguns casos, dels equinoderms en l'evolució lateral d'aquestes formes. Tampoc no es pot deixar de banda la meteorització mecànica per l'impacte de l'onatge o la meteorització per sals (haloclastisme) (Fig. 4.82. B), tot i que amb un paper secundari (Balaguer et al., 2013).



Figura 4.82. Cocons que han estat utilitzats per l'estudi de datació. A i B; cocons sobre blocs arrabassats, Cala'n Blanes, Menorca. C i D; cocons sobre superfícies d'abrasió corresponents als blocs arrabassats, Alcalfar, Menorca.

D'acord amb aquestes consideracions Gómez-Pujol (2006) realitzà la classificació morfomètrica de cocons a diferents perfils de la costa de Mallorca i Menorca, basant-se en la metodologia de Johansson et al. (2001) i amb un mínim de 25 observacions per cada una de les subdivisions de la zonació hidrodinàmica i biològica del litoral. Cada una de les observacions per cocó integrà dades quantitatives i dades categòriques de caràcter descriptiu, on els mecanismes genètics implicats en l'origen dels cocons són bàsicament bioquímics, i el gros de la seva formació s'atribueix als processos de dissolució (Trudgill, 1987). Gómez-Pujol (2006) realitzà una anàlisi de dissolució de carbonats mitjançant l'ús de pastilles de CaCO_3 exposades directament sobre costes rocoses de Mallorca. Les dades de dissolució obtingudes per Gómez-Pujol (2006) presentaven una disminució de les taxes d'erosió de mar a terra, on les diferències mitjanes de pes per a la zona d'onatge varen ser de 0,30 mm/a, per a la zona d'esquitxos litorals de 0,68 mm/a, i finalment a la zona de ruixim les taxes es reduïren de 0,30 mm/a a 0,40 mm/a.

Posteriorment, Balaguer et al. (2013) analitzaren les taxes de dissolució en un període de 10 anys sobre materials carbonatats exposats i en posició vertical, analitzant parets de canteres que feia 10 anys havien estat tallades i abandonades. Les taxes obtingudes varen ser de 0,23 mm/a en morfologies exposades a l'onatge i el vent, mentre que a espais protegits les taxes eren de 1,76 mm/a. Aquestes dades entren dins els rangs de les obtingudes a altres localitats balears extrems de les mesures de profunditats màximes en elements de patrimoni històric (Gómez-Pujol et al., 2002) o mitjançant exposicions de pastilles carbonatades sobre les roques (Gómez-Pujol i Fornós, 2004).



Figura 4.83. A i B; morfologies de cocons agrupats sobre les plataformes d'arrabassament. C i D; morfologies de cocons post-deposicionals sobre formes de cocons predeposicionals.

4.9.5.1.- Metodologia

Els blocs analitzats mostren alguns trets típics de les zones rocoses baixes i mitjanes, amb morfologies característiques de l'erosió càrstica. Alguns blocs van ser traslladats de la zona d'onatge i de la zona de màxima activitat biològica, mostrant alguns trets morfològics típics de zones d'esprai, com són els cocons o rasclers pre-deposicionals (Mastronuzzi et al., 2012; Roig-Munar et al., 2015). La presència de morfologies de cocons post-deposicionals sobre blocs és una observació directa i qualitativa dels fenòmens que han pogut actuar sobre cada àrea i cada bloc que ha estat arrabassat i/o traslladat del seu estat o posició originària (Mastronuzzi et al., 2012; Roig-Munar et al., 2014 a i b). La datació de morfologies de cocons a partir de taxes de dissolució

sobre blocs post-deposicionals és una eina de datació directa de l'edat mínima en que es generà el trasllat i deposició d'aquests blocs arrabassats i transportats del seu estat original a la posició actual (Roig-Munar et al., 2014a, 2015). D'acord amb les dades de dissolució sobre carbonats (Emery, 1946; Gómez-Pujol et al., 2002; Gómez-Pujol i Fornós, 2004; Gómez-Pujol, 2006; Balaguer et al., 2013; Roig-Munar et al., 2015) es pren com a dada de dissolució anual per determinar taxes d'erosió de cocons post-deposicionals sobre blocs analitzats a aquest estudi el valor de 0.3 mm/a, com a màxim valor mitjà dels obtinguts per altres autors.

Illa	Àrea	Sector	Perfil	N. Observacions	Profunditat mm	Min.	Màx.	Edat AD
Menorca	Artrutx	SW	3	16	6,1	21	36	1843
Mallorca	Cala Barques	E	1	14	6,5	20	19	1799
Menorca	Sant Esteve	SE	1	15	6,64	42	71	1794
Menorca	Alcalfar	SE	2	32	6,6	147	103	1794
Mallorca	Estalella	S	2	11	6,6	42	71	1793
Menorca	Son Ganxo	SE	1	16	6,68	121	193	1791
Mallorca	Illot-Morlanda	E	3	14	6,7	37	36	1791
Menorca	Binidali	SE	3	3	5,4	7	10	1790
Formentera	Punta Prima	S	3	11	6,8	25	45	1788
Mallorca	Caló d'en Serrat	E	4	16	7,06	31	31	1779
Menorca	Tirant	N	1	12	5,9	12	21	1778
Menorca	sa Caleta	SW	2	13	6,54	68	98	1765
Menorca	Cala Blanca	SW	2	13	7,9	27	39	1757
Menorca	Sa Farola	SW	2	10	8,75	141	189	1722
Menorca	Cala Blanes	SW	3	10	8,45	25	48	1716
Menorca	Illa de l'Aire	SE	5	23	11	250	184	1648
Menorca	Punta Nati	SW	4	8	12,99	9	8	1574

Taula 4.27. Relació d'àrees mostrejades per la datació de cocons mitjançant taxes de dissolució càrstica. Les profunditats i les edats que s'assignen als cocons de cada localitat són el valor mitjà, on també s'observen els rangs mínims i màxims d'edats obtingudes.

Els cocons estudiats es troben sobre blocs ubicats generalment a la zona de domini d'esprai, tractant-se de cocons aïllats sobre blocs arrabassats i/o traslladats (Figura 4.82 A i B). En alguns casos, l'escassetat de cocons sobre blocs ha obligat a prendre mesures de cocons que es troben sobre estrats de denudació corresponents a les bases dels blocs arrabassats (Figura 4.82 C i D), tot i que de cara a datar tsunamis no s'han tingut en compte ja que no hi ha certesa que corresponguin a un sol fenomen. En aquest estudi s'assumeix que els cocons es desenvolupen sobre blocs arrabassats un cop aquests presenten una nova posició, a l'hora que es desenvolupen noves morfologies de cocons a les superfícies denudades com l'àrea font. És per açò que es prenen les mesures a cocons aïllats tancats de forma circular, rectangular, triangular o allargada i de fons pla, que representen el 80% dels casos (Gómez-Pujol, 2006). En aquest estudi s'han descartat els cocons que presenten captació o coalescència entre dos o més cocons (Figura 4.83 a i b), o aquells cocons que s'han desenvolupat sobre formes pre-deposicionals (Figura 4.83 c i d). Cada una de les observacions per cocó integra dades de la profunditat, que és la màxima distància entre la cota més alta i la més baixa del cocó en la seva component vertical (Figura 3.4 D).

4.9.5.2.- Resultats

Els càlculs obtinguts mitjançant l'aplicació de la taxa de dissolució de 0,3 mm/a a les mitjanes de les profunditats dels cocons ens dona uns resultats expressats en anys. Agafant l'any 2015 com a referència podem datar els cocons dels blocs de les diferents localitats (Taula 4.27). A cada localitat hi ha un nombre de datacions variable, on s'ha calculat l'edat mitjana per a cada localitat i, en algun cas, la datació s'ha fet per a diferents cordons de blocs d'una mateixa localitat. En relació amb les edats mitjanes de les 17 localitats datades veiem que una correspon al segle XVI, una al segle XVII, 14 al segle XVIII i una al segle XIX.

Totes aquests valors mitjans, recollits a la Taula 4.27 i a la Figura 4.84 indiquen que els valors per àrees són força similars, independentment de la tipologia de perfil.

Si agafem la datació de St Esteve amb ^{14}C , que ens dona l'any 1720 i la comparem amb les edats obtingudes a la mateixa localitat mitjançant els cocons, observem que ens movem en uns rangs d'edats que donen consistència a la cronologia.

Les datacions ens donen una aproximació a la cronologia d'esdeveniments datats a partir dels blocs. Aquests esdeveniments s'atribueixen a tsunamis, la majoria dels quals provenen del Nord d'Àfrica, tal com s'ha comentat al capítol 2, i tal com es discuteix a l'apartat 4.9.6 d'aquest capítol. Si analitzem les datacions de les àrees que es troben associades a tsunamis directes provinents d'Argèlia (Figura 2.14, 2.15 i 2.16), com són el S de Pitiüses, Est de Mallorca i SE de Menorca, podem veure que existeix una coherència amb l'edat històrica dels tsunamis coneguts.

Ubicació	Edat AD	C14
Artrutx	1813	
Cala Barques	1798	
Alcalfar	1795	
Sant Esteve	1794	1720
Son Ganxo	1793	1964
Estalella	1793	
Binidali	1792	
Illot-Morlanda	1791	
Punta Prima	1788	
Cala Serrat	1779	
Tirant	1778	
Sa Caleta	1764	
Cala Blanca	1759	
Sa Farola	1723	
Cala Blanes	1717	
illa Aire	1648	
Punta Nati	1574	

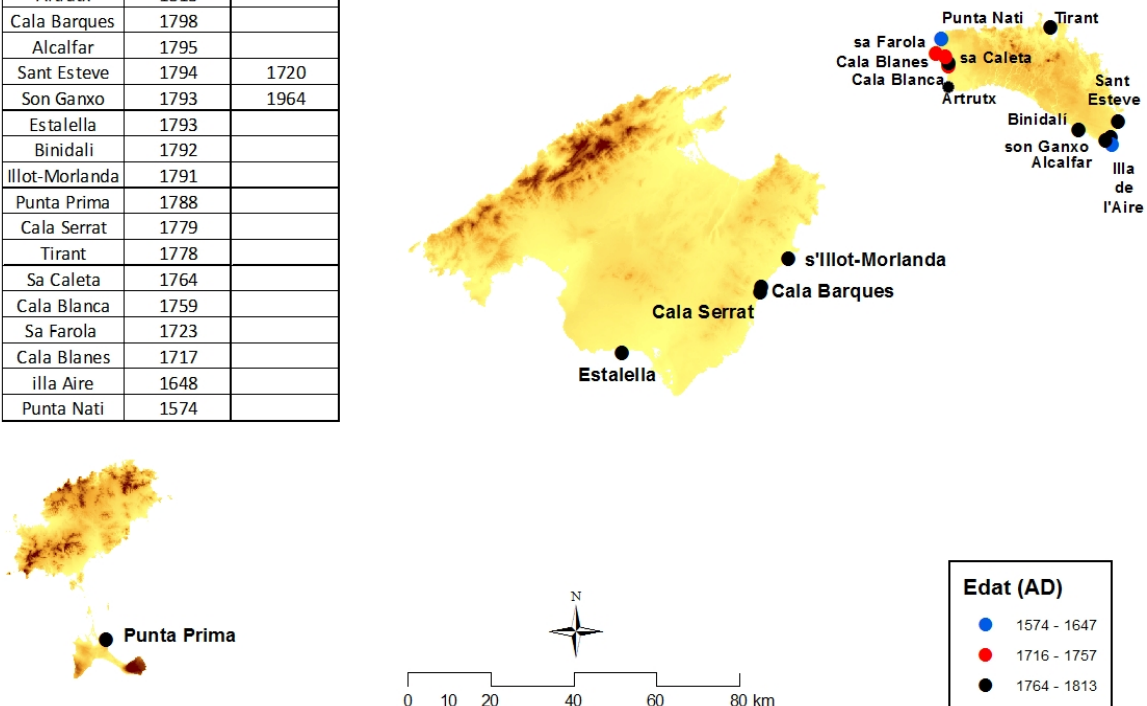


Figura 4.84. Mapa de situació de les localitats mostrejades per la datació de blocs.

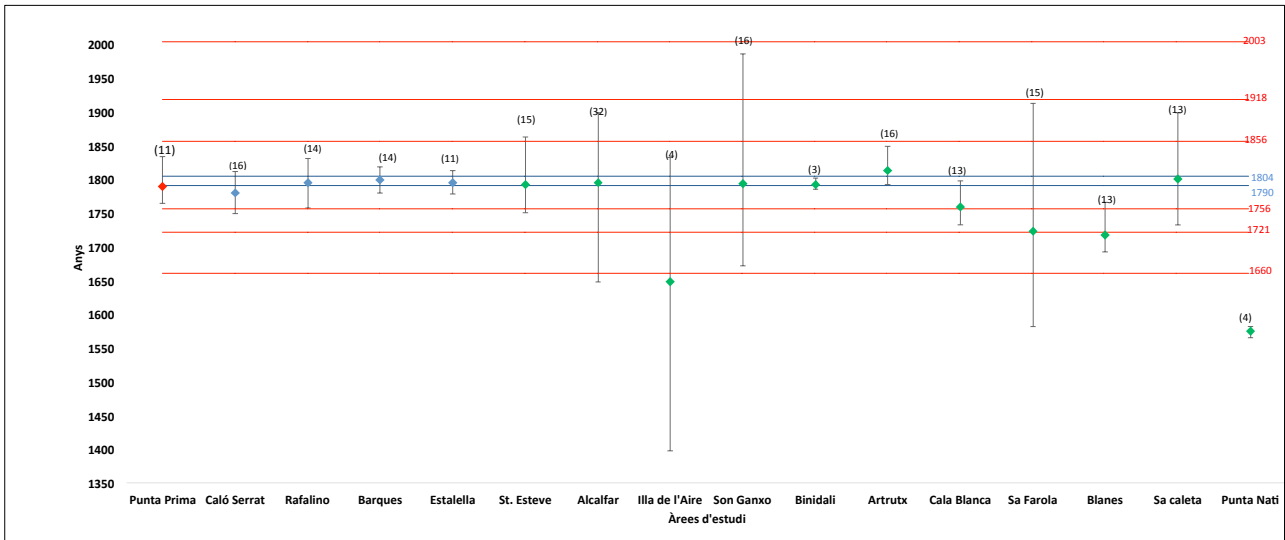


Figura 4.85 Edats dels cocons postdeposicionals dels blocs de les diferents localitats mostrejades a les 3 illes i la seva correlació amb els registres de tsunamis. Els punts de colors: Formentera (vermell), Mallorca (blau) Menorca (verd), indiquen l'edat mitjana, on la barra ens indica el rang de dispersió de les edats i la xifra entre parèntesi el nombre de cocons/blocs mesurats a cada localitat. Les línies vermelles corresponen a les edats de tsunamis històrics enregistrats a les Balears. Les línies blaves corresponen a les edats de terratrèmols històrics esdevinguts a la costa d'Argèlia amb possibles tsunamis associats, però no enregistrats a les Balears.

El quadre de la Figura 4.85 realitzat amb totes les dades de datacions per cocons de tots els blocs mesurats a cada localitat, ens permet discutir dos aspectes fonamentals: 1) la coherència de les datacions dels blocs, menys enllà del valor de la datació mitjana presentada a la Taula 4.27; i 2) la coherència de la correlació d'aquestes dades amb els registres coneguts de terratrèmols i tsunamis associats.

Per a cada localitat, els valors de les diferents edats presenten un rang amb més o menys dispersió. Tenint en compte aquests valors màxims i mínims que defineixen el rang de cada datació, la majoria de mesures tenen poca dispersió i s'agrupen en una franja d'edats similars entre els anys 1700 i 1850. Aquest fet, en funció del nombre de blocs datats per localitat, dona fiabilitat als resultats obtinguts. Es constata però, que a la localitat de l'Illa de l'Aire la dispersió d'edats de 4 blocs datats fan poc consistent el resultat obtingut en aquest cas. Probablement les característiques geomorfològiques de l'illot, molt proper a la costa sud de Menorca, permet que es conservin blocs dipositats per diferents esdeveniments en un espai relativament reduït i, en conseqüència, estem agrupant datacions d'episodis temporalment diferents. La datació dels 4 blocs de Punta Nati (Menorca) donen un rang d'edats d'entre 1565 i 1582 dC, per tant més antics que la majoria. La localitat està situada a la costa NW de Menorca, poc exposada als tsunamis provinents del nord d'Àfrica. Probablement, en aquesta localitat estem datant un episodi més antic de font tsunamigènica desconeguda.

Les edats dels registres documentals de terratrèmols i tsunamis de la regió (Figura 4.85 i Taula 2.3), comentats als apartats següents (4.9.6 i 4.9.7), s'han correlacionat amb les datacions de blocs per cocons. Podem constatar que els tsunamis que han afectat a les Balears i els terratrèmols històrics de la costa nord d'Argèlia s'agrupen en un període d'uns 150 anys, que va

des del segle XVII fins a mitjans del Segle XIX. Les edats d'aquest esdeveniments documentats són coherents amb la cronologia resultant de la majoria de datacions realitzades en aquest treball.

4.9.6.- Fonts documentals

La consulta de les fonts documentals s'ha basat en els catàlegs de l'Institut Geogràfic Nacional (IGN). Les dades històriques i la informació associada sobre tsunamis a les illes Balears que s'ha trobat en aquest treball fan referència al segle XVII fins a l'actualitat. A partir de 1660 aquestes informacions indiquen només 6 esdeveniments que afectaren les Balears durant aquest període, mentre que la resta estan lligats a les fonts tsunamítiques que afecten les illes (Taula 2.3) segons Fontseré (1918), Martínez-Solares (2001) i Silva i Rodríguez (2014). Aquest moderat nombre d'esdeveniments recollits documentalment, i el seu efecte a nivell geomorfològic, sembla que ha estat feble, a diferència de la documentació existent a altres indrets del Mediterrani (Papadopoulos, 2002). Possiblement a les Balears la major part d'esdeveniments no han estat documentats, destacant sols una crònica amb efectes geomorfològics. La crònica de Fonseré (1918) recollida a les notes de sismologia balear parla d'una "gran ola sísmica (?)" a Santanyí, (1756) -municipi del Sud de Mallorca-, on les cròniques indiquen l'entrada d'una ona a més de mitja llegua terra endins (uns 2,4 km), amb presència de peixos dins la garriga, i amb el transport d'un bloc de més de 100 quintals (unes 10 T). Segura (1992) esmenta al Programa de les festes patronals de Calonge, Mallorca, que a l'any 1756 una gran ona entrà dins cala Llonga, actualment amb el neotopònim de cala d'Or, i arrabassà una roca de 4.000 T (sic), i que aquesta ona també destruï la torre de defensa després que el vigilant pogués fugir abans que l'aigua entrés.

Les àrees més properes a Santanyí analitzades amb datacions de cocons són cala Barques, caló d'en Serrat i cala Rafalino, donant les tres una datació mitjana per cocó corresponent a l'any 1790, i coincidint amb un tsunami registrat al mar d'Alboran (Taula 2.3).



Figura 4.86. Presència de blocs associats a cordons davanters sobre canteres d'eolianites a Sant Esteve i amb presència de cocons de dissolució.

4.9.7.- Presència de pedreres davall cordons de blocs

L'àrea de Sant Esteve presenta nombroses explotacions de marès a dunes fòssils adossades

a la costa. Moltes d'aquestes pedreres s'abandonaven a mesura que anaven sortint "impureses" per a la construcció, com són les concrecions de calcita del Miocé superior i la dolomitació per fluxos hídrics a través d'infiltracions subterrànies (Pomar et al., 2004). Sobre aquestes pedreres abandonades s'ha observat que alguns dels blocs transportats es troben damunt d'elles (Figura 4.86). Aquestes pedreres foren utilitzades entre 1720 i 1726 per a la construcció del Fort Marlborough i posteriorment utilitzades de forma puntual l'any 1798 per una reconstrucció del Fort (Fornals, 1993). Aquestes dates d'ús i aprofitament de les pedreres és compatible amb la datació de 1720 obtinguda amb ¹⁴C, i la data de reconstrucció del Fort amb l'ús de la pedrera s'aproxima a la datació obtinguda mitjançant la dissolució càrstica de l'àrea de 1793 (Taula 4.29).

Segle	Illa	Àrea	Sector	Perfil	Data cocons	Data 14C	Històrica	Àrea	Sector	Data
s. XXI							2003	Balears	Balears	Maig
s. XX							1918	Menorca	SE	Febrer
s. XX										
s. XIX	Menorca	Artutx	SW	3	1813		1856	Menorca	SE	Agost
s. XVIII	Mallorca	Cala Barques	E	1	1799					
s. XVIII	Menorca	Sant Esteve	SE	1	1794	1720				
s. XVIII	Menorca	Alcalfar	SE	2	1794					
s. XVIII	Mallorca	Estalella	S	2	1793					
s. XVIII	Menorca	Son Ganxo	SE	1	1791					
s. XVIII	Mallorca	Illot-Morlanda	E	3	1791					
s. XVIII	Menorca	Binidali	SE	3	1790					
s. XVIII	Formentera	Punta Prima	S	3	1788					
s. XVIII	Mallorca	Caló d'en Serrat	E	4	1779					
s. XVIII	Menorca	Tirant	N	1	1778					
s. XVIII	Menorca	sa Caleta	SW	2	1765					
s. XVIII	Menorca	Cala Blanca	SW	2	1757		1756	Mallorca	E	Gener
s. XVIII	Menorca	Sa Farola	SW	2	1722		1721	Balears	Balears	març
s. XVIII	Menorca	Cala Blanes	SW	3	1716					
s. XVII	Menorca	Illa de l'Aire	SE	5	1648		1660	Mallorca	S	Març
s. XVI	Menorca	Punta Nati	SW	4	1574		No dades			

Taula 4.29. Correlació d'àrees datades mitjançant cocons i ¹⁴C i les fonts consultades dels darrers terratrèmols i tsunamis al Mediterrani occidental.

4.9.8.- Evolució de la costa sotmesa a tsunamis

D'acord amb els resultats obtinguts amb els diferents mètodes de datacions utilitzats ens movem en els períodes d'edat compresos entre els anys 1574 i 1813 (Taula 4.29) amb una correlació dels tsunamis enregistrats (Figura 4.28) que dona como a resultat una variabilitat d'edats segons les datacions de cocons de màxims i mínims, i on l'edat mitjana a cada localitat ,s'expressen amb una forquilla o barra de rang (Figura 4.48). S'han detectat 5 fenòmens a Menorca que es troben situats entre 1600 i 1750, mentre que a Mallorca es troben entre els períodes de 1750 i 1850 (Taula 4.29, Figura 4.28).

El fet de no haver trobat blocs datables anteriors al segle XVI pot atribuir-se tant a causes naturals com antròpiques, com ara:

1. A la franja litoral on es troben els blocs actualment, aquells que correspondrien a blocs més antics van ser arrabassats o retreballats pels tsunamis més recents de major magnitud que són els que finalment s'han datat.

2.- Per una banda s'ha de tenir present el grau d'antropització recent de la costa balear,

focalitzada a l'ús turístic i que ha donat lloc a la desaparició o alteració de nombroses restes de blocs, com s'ha pogut comprovar al capítol 4.1.1.

3.- Així mateix l'ús antròpic de la primera línia de mar entre 1700 i 1940 va donar lloc a la desaparició de possibles rastres de tsunamis que podien trobar-se més cap a l'interior, d'acord amb les cròniques de Fonseré (1918) i Segura (1992).

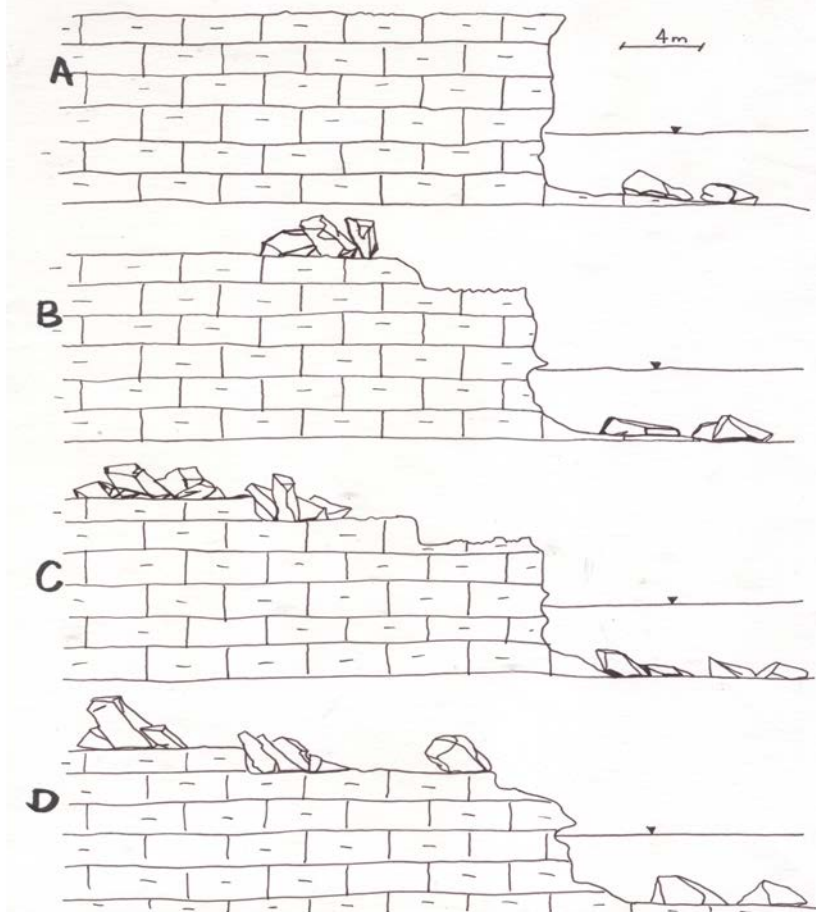


Figura 4.87. Proposta de model evolutiu d'una costa rocosa de penya-segat sotmès a diferents episodis de tsunamis. Basat en el perfil de sa Torre d'Alcalfar i Alcalfar (Menorca).

És per açò que es proposen dos models evolutius de penya-segats afectats per tsunamis no intervinguts en el seu sector intern de terra endins. Aquests dos models teòrics són:

1.- Model basat amb els penya-segats de tipologia 2 i 3 sobre costes carbonatades. A la Figura 4.87 podem observar l'evolució teòrica d'un penya-segat sotmès a diferents events de tsunami diferenciant 4 episodis.

- Episodi A: el penya-segat es presenta amb parets verticals de la cornisa al nivell del mar, configurant-se com una plataforma tabular lleugerament inclinada cap a la mar.
- Episodi B: els efectes d'un tsunami sobre la costa dóna com a resultat l'arrabassament de blocs de la cornisa dels penya-segats, suposant que aquests presentaven debilitats de fracturació i estaven condicionats per juntes. Aquest primer event dóna lloc a la creació d'un primer cordó imbricat associat a l'àrea font de la cornisa.

- Episodi C: un nou tsunami sobre la mateixa costa dóna lloc a l'arrabassament d'un nou estrat i el desplaçament de blocs aeris, ja existents, cap a l'interior. El resultat d'aquest episodi és la creació de diferents camps de denudació o àrees font associades als blocs traslladats, on les potències de cada estrat es corresponen als eixos dels blocs dipositats. Sobre aquests blocs i les plataformes de denudació es comencen a donar processos de dissolució càrstica, així com petits retreballaments de tipus erosiu de les plataformes per part de l'onatge o el moviment de petits fragments de blocs o sediment.
- Episodi D un nou event afecta la costa donant lloc a la creació de dos cordons imbricats a la zona més propera a la cornisa. A mesura que els events es donen sobre la costa rocosa aquesta perd alçada al seu contacte amb la mar. En aquest episodi s'observen processos de bolcades o sortida de blocs subarrodonits que podrien estar associats a grans tempestes, les quals sols es manifesten com a blocs aïllats sense estructures ben definides.

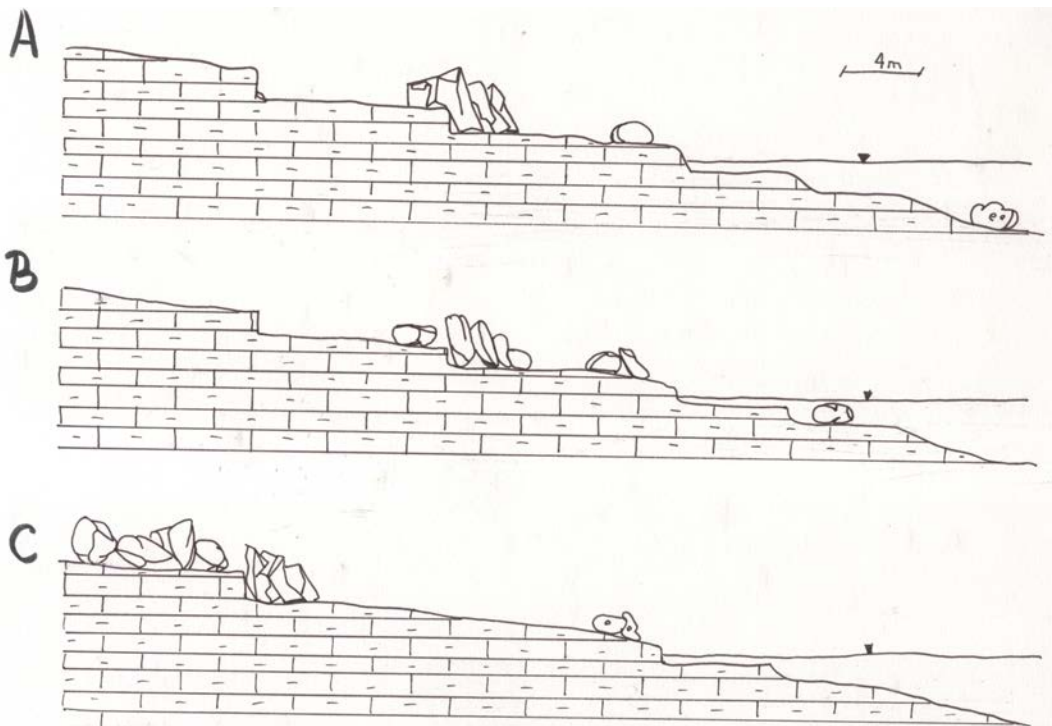


Figura 4.88. Proposta de model evolutiu d'una costa rocosa de perfil baix sotmès a diferents episodis de tsunamis. Basat en el perfil de St. Esteve (Menorca) i un sector de l'illa de l'Aire (Menorca).

2.- Model basat amb perfils de tipus 1 amb la seqüència de tres events diferents, un tsunami, retrabament de tempestes i un darrer tsunami (Figura 4.88):

- Episodi A: efectes d'un tsunami que arrenca, transporta i diposita uns blocs sobre un primer nivell arrabassat.
- Episodi B: efectes de les tempestes sobre els cordons de blocs dipositats per tsunamis i que donen com a resultat un retreballament de blocs i canvis en les imbricacions originals.

Es donen processos d'arrabassament de petits blocs, àrees d'impactes i abrasió de les rases o plataformes litorals. El resultat és l'arrodoniment de blocs amb poc transport.

- Episodi C: efectes d'un altre tsunami posterior que erosiona i arrenca blocs de la plataforma emergida, retreballa els blocs existents i transporta i diposita tot plegat a més distància i altura de la línia de costa, quedant aïllats uns blocs arrodonits i subarrodonits lluny de la influència dels màxims temporals coneguts.

4.9.9.- Discussió

La datació dels blocs analitzats en aquest treball no ha estat un tema senzill degut a diferents factors que no permeten la datació per radiocarboni de la majoria dels blocs mesurats, com és la manca de fauna marina, ja sigui per tractar-se de blocs que mai l'han tinguda o per que aquesta ha desaparegut per processos de dissolució al llarg del temps.

Les metodologies utilitzades han pogut acotar força els episodis d'arrabassament i transport de blocs. Les poques datacions de ^{14}C i, sobretot, les taxes de dissolució de cocons, tant pel que fa a fluxos de gran magnitud com els tsunamis, com per events menors però continus amb el temps com les tempestes, que s'han pogut comprovar mitjançant la consulta de les dades històriques dels darrers anys. Les mostres ^{14}C han ofert uns resultats consistents, ja que la qualitat com a mostra era bona, i coherents amb les altres datacions.

L'ús de datacions com les obtingudes per dissolucions càrstiques dels cocons (taxes d'erosió/dissolució) dóna resultats consistents amb els models geomorfològics interpretats i coherents amb les fonts bibliogràfiques i documentals de tsunamis. Així doncs, la datació d'aquests blocs ha permès la correlació amb events registrats (Taula 2.3).

Les condicions geomorfològiques de les localitats estudiades no han permès trobar tsunamites, les quals haguessin pogut ser datades per termoluminescència. Aquesta manca de sediments fins pot ser deguda a processos de rentat i lixiviat degut a la tipologia de les plataformes, o bé al tipus de sediment carbonatat que ha pogut ser dissolt al llarg del temps. La dificultat de trobar-ne també es degut a l'antropització del territori intern i paral·lel a la línia de costa.

Podem concloure que abans dels primers registres escrits de tsunamis a les illes Balears, el de 1756, hi ha un event entorn el 1720 que possiblement fou l'agent modelador d'altres sediments tsunamítics en forma de blocs sobre costes rocoses i on l'origen d'aquests tsunamis està principalment relacionat amb els terratrèmols d'Algèria (Roger i Hébert, 2008; Shindelé et al., 2008; Sahal et al., 2009; Álvarez et al., 2010, 2011; Periañez i Abril, 2013).

Capítol 5.- Discussions i conclusions



5.- Discussions i conclusions

L'estudi dels blocs dipositats sobre les costes rocoses de les illes Balears ha estat un projecte ambiciós, tant en el marc general d'aproximació metodològica com en el treball de camp. Tot i que aquesta tesi doctoral se centra principalment en la recerca de l'evidència dels esdeveniments extrems d'ona d'alta energia que deixaren com a registre grans blocs associats a tsunamis, també han estat investigats els blocs de menor mida per diferenciar els efectes geomorfològics de les onades i de tempesta.

En una primera fase s'ha procedit a la identificació de les àrees, descripció, morfometria i cartografia de les zones costaneres amb presència de blocs. El resultat ha estat la confecció d'una base de dades que contempla la morfometria de blocs, les formes del relleu costaner, el control estructural i litològic, els perfils litorals, la batimetria, l'onatge, les tempestes i els tsunamis. La informació d'aquesta base de dades s'ha utilitzat per alimentar tot un seguit d'equacions que permeten treballar diferents escenaris. Així doncs, un cop marcades les línies generals d'aproximació metodològica, a cada descripció d'àrees s'especifica el mètode emprat arran de la casuística que es dona en els diferents escenaris d'estudi i les particularitats dels processos geomorfològics i de meteorització que s'hi han identificat, i fins i tot d'antropització.

Els diferents resultats que componen el treball permeten establir una sèrie de discussions i extreure'n conclusions. Aquestes es centren en la presència de blocs a les costes rocoses de les illes Balears amb diferents tipologies de manifestacions morfològiques. En el treball s'analitza i s'interpreta l'origen dels blocs, la tipologia i la magnitud dels fenòmens que han actuat sobre les costes on es troben i les condicions necessàries, a escala local, per l'existència d'aquestes acumulacions distribuïdes al llarg del litoral estudiat. Així mateix, els resultats obtinguts permeten fer una crítica constructiva en l'ús d'algunes equacions hidrodinàmiques, en la insuficiència de les observacions i les relacions geomorfològiques, que donen lloc a infra-estimacions o sobre-estimacions dels resultats lligats a diferents equacions matemàtiques.

Per donar a entendre les conclusions de forma més clara, aquestes s'estructuren en apartats, els quals segueixen els diferents punts que es troben al capítol de resultats d'aquesta tesi.

5.1.- Discussió

Els tsunamis semblen ser l'únic mecanisme capaç de proporcionar aquests indicadors sedimentològics i morfomètrics al llarg de la costa de les illes Balears. Les fonts tsunamigèniques principals, sens dubte per als esdeveniments de la costa SE de les Balears, són les definides per Roger i Hérbert (2008), Sahal et al. (2009), Álvarez-Gómez et al. (2010, 2011) i Periañez i Abril (2013) i corresponen a sismes ocorreguts al nord d'Argèlia. Altres fonts associades a esllavissades submarines que afecten la costa N de Menorca no són improbables i no s'han de descartar (Canals et al., 2004).

Sens dubte, molts dipòsits de blocs poden tenir un origen poligènic associat a tsunamis i retreballats per tempestes severes. La distinció entre els blocs de tsunami i els dipòsits d'onatge

es basa en un conjunt de criteris sedimentològics i geomorfològics, on la morfometria del perfil litoral i les alçades d'ona registrades a cada perfil hi juguen un paper important a l'hora de destriar unes àrees d'altres. Així mateix, la identificació i la correlació morfomètrica de les potències de blocs i potències de l'àrea font són claus per definir trajectòries de transport o arrossegament dins una mateixa àrea.

Tot i que són molt probables els efectes combinats de tsunamis i tempestes per explicar l'acumulació de blocs al llarg de la costa rocosa de baixa alçada, perfils 1 i 2, aquestes acumulacions estan principalment associades a fluxos excepcionals i no a tempestes, ja que la seva disposició obeeix a patrons de tsunami i no tant a tempestes, tant pels volums, imbricacions, cotes d'alçada i distàncies dels blocs. Malgrat que es troben als perfils tipus 1 i 2, presenten morfologies de fins a tres cordons de blocs imbricats i les distàncies entre la línia de costa i les crestes dels cordons invaliden la hipòtesis de morfologies associades tant sols a tempestes de grans dimensions.

A l'hora d'explicar o invalidar les tempestes com agent final d'aquests processos, s'ha de tenir present tant la morfometria costanera submergida com l'emergida. Moltes de les ones de tempesta pateixen fregament lluny de la costa en perfils de tipologia 1 i 2, arribant a terra força trencades i minvades de potència, i no avançant cap a la costa en forma de trens homogenis. Aquests fets disminueixen de forma considerable la seva força i la seva capacitat d'arrabassament i transport de blocs, així com la possibilitat de crear cordons imbricats amb un patró comú tant en la seva orientació com en els graus d'imbricació lluny de la cornisa. Tal com s'ha dit, s'han identificat fins a tres cordons imbricats, tots ells associats a denudacions ben identificades de les àrees font. L'onatge a les illes Balears no presenta un *fetch* de grans distàncies, per tant aquest fet reforça la incapacitat de l'onatge com a modelador de blocs de grans dimensions.

Les condicions geogràfiques i geomorfològiques de cada àrea poden explicar la circulació de blocs associats a morfologies *flowout*, que afavoreixen la creació de cordons de blocs imbricats associats a les parts internes terra endins de l'àpex del *flowout*, tots ells associats als perfils tipus 1 i 2, i davant tempestes excepcionals.

Les equacions matemàtiques utilitzades en aquest treball, especialment les de Nott (203b) i Engel i May (2012), es centren en dades de la costa emergida, no donant cap importància a la costa submergida. Així mateix, aquestes equacions es centren en paràmetres mesurables basats en la morfometria de blocs, com la massa, el volum i les alçades i distàncies del blocs en relació amb la cornisa del penya-segat, mancant de l'anàlisi els aspectes geològics i geomorfològics de cada àrea analitzada. La majoria dels treballs de blocs de tsunamis es centren en l'estudi de grans blocs, menystenint, en la majoria dels casos, blocs de menor ordre els quals, tal com s'ha demostrat en aquest estudi, tenen la seva importància i fins i tot poden definir diferents episodis, determinant els tsunamis com a principal modelador de les morfometries imbricades de blocs de petit ordre i a distàncies considerables de la cornisa. Els paràmetres d'entrada de les equacions de Nott (2003b) i Nandasena et al. (2011) s'han millorat amb les equacions d'Engel i May (2012),

on les alçades de les columnes d'ona de tempesta i tsunami proporcionen resultats concloents i apunten a la presència de grans tsunamis a Balears. Però diverses incerteses en l'ús dels paràmetres de les equacions han de ser considerats. Les equacions hidrodinàmiques es basen en supòsits simplificats de cada àrea analitzada en els moments que actuen els fluxos durant l'impacte de les onades i en el transport dels blocs. Hi ha diversos factors que influeixen en la sortida, l'extracció, arrabassament i el transport potencial d'una onada, i que no estan degudament inclosos en les fórmules proporcionades per Nott (2003), posteriorment comprovades per Nandasena et al. (2011), i per Engel i May (2012), com són la batimetria, la morfologia costanera, la topografia de l'àrea, la forma dels blocs, la seva posició o l'estratigrafia. No obstant això, les validacions basades en observacions després de tsunamis actuals revelen que les alçades d'ona segons els models subestimen l'alçada d'aquestes (Bourgeois i MacInnes, 2010; Goto et al, 2010).

Els càlculs de la dissipació a terra de les ones trencades han de ser tractats amb precaució, ja que la rugositat superficial de l'àrea analitzada no és tractada de forma real, existeix una considerable subestimació de la distància d'inundació per a les ones de tempesta i tsunami (Nandasena et al., 2011). En aquest sentit, cal fer esment a l'enfocament de Noormets et al. (2004) que argumenta que la inundació depèn del període de l'ona, donant lloc a distàncies màximes d'inundació poc realistes per les onades de tempesta, i la seva relació amb moltes àrees amb cordons a més de 70 m de distància de la cornisa i sobre perfils 2, 3 i 4, invalidant d'aquesta manera, en aquest treball, aquest flux, i reforçant els tsunamis com a flux que ha generat aquests cordons.

En aquest treball s'han de descartar les atribucions a possibles pujades o baixades del nivell del mar i als retrocessos dels penya-segats per processos erosius. Així mateix s'han de descartar processos de caigudes de blocs com a causants de les morfologies de blocs imbricats, excepte en els perfils de tipologia 6, que tenen per objecte analitzar les imbricacions de blocs de grans dimensions sobre plataformes secundàries

Cal destacar que els blocs dels sectors occidentals de les Balears poden atribuir-se a les refraccions que l'ona dels tsunamis sofreix en la seva propagació al llarg de la costa, tal com indiquen moltes de les orientacions dels blocs. La presència de blocs a àrees de gran alçada de la costa N de Menorca s'han d'atribuir a fonts tsunamítiques no estudiades o no conegudes al NW del Mediterrani. Pel context geodinàmic podrien tenir el seu origen tant en esllavissades submarines com en sismes localitzats a la costa catalana.

La grandària dels blocs i el procés d'imbricació amb formació de cordons garanteix un flux de grans magnituds, i denota que no es poden moure per qualsevol altre procés que no sigui un tsunami.

La datació de blocs per dissolucions de cocons presenta força complexitat degut a les seves ubicacions a diferents alçades i distàncies de la línia de costa, així com per la dificultat d'esbrinar, en alguns casos, diferents episodis d'arrabassament de blocs sobre una mateixa rasa, o de diposició de cordons o blocs. En tot cas cal sempre partir d'un model geomorfològic, tal com s'ha

fet en aquest treball. Establir uns valors de mesura per dissolucions pot esdevenir una bona eina de datació extraportable a moltes àrees amb presència de blocs al Mediterrani.

5.2.- Conclusions

5.2.1- Mostreig de blocs

L'ample mostreig de blocs (4.010 blocs) i d'àrees d'estudi (50 àrees) ha permès poder extreure unes conclusions més amples que les basades no sols amb les equacions matemàtiques aplicades a blocs de grans dimensions. Aquest ample mostreig també permet relacionar blocs de tot pes i volum en diferents contextos morfològics de costa. En conjunt, el mostreig es pot considerar força exhaustiu de cara a caracteritzar els fenòmens que afecten la costa rocosa per efecte de tsunamis i de grans tempestes.

5.2.2.- Localització geogràfica de blocs al llarg de la costa

La presència de blocs es troba associada a plataformes rocoses amb pocs graus d'inclinació de terra a mar o tabulars que permeten conservar el registre morfològic dels diferents events. L'erosió del conjunt d'aquestes àrees, en forma de retrocés dels penya-segats, és lenta, fet que permet conservar els registres sedimentaris en forma de blocs. No es troben registres de blocs a les costes inestables, amb fortes pendents, degut possiblement al seu dinamisme, fet que no permeten conservar-los.

5.2.3.- Presència de blocs de tsunami a les costes de Balears

En aquest treball s'amplia l'estudi de presència de blocs associats a tsunamis a l'illa de Mallorca (Bartel i Kelletat, 2003; Shefers i Kelletat, 2003; Kelletat et al., 2005) i es descriuen per primer cop els blocs de tsunamis a les illes de Menorca (Roig-Munar et al., 2014a i b, 2015), d'Eivissa i de Formentera. Aquest estudi dona resposta a les teories de Roger i Hébert (2008) sobre la possibilitat de trobar blocs de tsunami a les costes afectades per les trajectòries provinents d'Àfrica cap a les illes Balears, definides mitjançant les modelitzacions numèriques de tsunamis realitzades en les darreres dècades (Roger i Hébert, 2008; Sahal et al., 2009; Álvarez-Gómez et al., 2010, 2011; Periañez i Abril, 2013). Així mateix, es comprova que els blocs de la costa E de Mallorca, definits com a tempestes per Paris et al. (2010), són de tsunamis en algunes àrees i/o de tsunami amb posterior retreballaments ocasionals a altres àrees (capítol 4.6.1.3).

5.2.4.- Caracterització cartogràfica, geològica i geomorfològica

La cartografia geomorfològica de les àrees d'estudi, sustentada en la geologia, les formes i els processos costaners, permet tenir un document bàsic per analitzar els fenòmens que han pogut condicionar la presència i disposició de blocs. D'aquesta manera s'ha ampliat l'estudi més enllà de l'anàlisi morfomètrica de blocs.

5.2.5.- La importància dels *Flowout*

La caracterització del procés de *flowout*, la seva identificació morfològica i la seva influència dinàmica a cada àrea d'estudi, o bé a sectors concrets de cada àrea, ha ajudat de forma decisiva a destriar alguns blocs identificats. Aquests blocs poden ser els resultats de tempestes, tsunamis o processos mixtos associats a fluxos canalitzats i a morfologies de descalçament i d'erosió diferencial associada a aquests canals, amb morfologies de cordons de blocs associats al *flowout*. És per açò que les condicions geogràfiques i geomorfològiques de cada àrea poden explicar l'existència de blocs i/o agrupacions d'aquests.

5.2.6.- Dades morfològiques qualitatives

Les observacions morfològiques de tipus qualitatiu han permès la correlació dels blocs amb cada àrea d'estudi i amb els processos que han ajudat al seu arrabassament, desplaçament i deposició, o bé amb els processos de retreballament. Les dades atorgades a marques d'impactes, les potències (gruixària d'estrat de les terrasses inferiors) d'àrees denudades o àrees font, entre d'altres, és un bon element per la correlació amb les potències dels blocs tant aïllats com imbricats.

5.2.7.- Realització de perfils tipus

Resumir les àrees d'estudi amb sis perfils tipus i la seva relació amb l'onatge dominant ha permès tenir una visió més detallada, conjuntament amb la cartografia, les dades morfomètriques i les dades de les majors alçades d'ones registrades, dels diferents processos que actuen sobre cada àrea.

El tipus de perfil i la seva morfologia també es troba molt lligat a les característiques dels trencants d'ona, ja que les modificacions dels trens d'ona al aproximar-se a la costa, estableixen un ambient morfodinàmic determinat.

Els sis perfils definits, conjuntament amb la correlació amb les altres variables, tenen una estreta relació amb els processos que han intervingut en la presència de blocs, el modelat d'aquests i amb els fluxos que han intervingut en la seva morfometria, podent classificant-los en quatre grans escenaris;

1. Domini de processos de tempesta (Perfil 1),
2. Domini de processos de tsunamis (Perfils 3, 4 i 5) ,
3. Domini de processos mixtes, de tempesta i tsunami (Perfils 1 i 2), i
4. Domini de processos gravitacionals amb posterior retreballament (Perfil 6).

D'aquests 4 escenaris destaquem els perfils 1, 2, 3 i 4, comuns a totes les illes, a excepció de Formentera que sols presenta un perfil, el 3 i que presenten similars característiques (capítol 4).

El perfil 5 sols s'ha identificat a Menorca, i el perfil 6 correspon a un sector de la costa Est de Mallorca.

5.2.8.- Caracterització morfomètrica de blocs

La caracterització morfomètrica dels blocs consisteix en la mesura dels tres paràmetres bàsics que permeten definir el volum de cada bloc: l'eix major, l'eix menor i l'eix intermig. La volumetria dels blocs analitzats obtinguda seguint aquestes pautes, simplifica els volums amb una tendència a sobreestimar el volum real. Aquestes dades simples són les més utilitzades en els articles consultats en aquesta tesi, donant com a resultats sobreestimacions de les columnes d'aigua resultant de l'aplicació de les equacions.

De cara a l'aplicació de les diferents equacions matemàtiques per esbrinar els fluxos i les columnes d'aigua necessàries pel seu transport, s'han ajustat les mesures morfomètriques mitjançant una triangulació dels blocs, seguint les propostes de Robinson et al. (2008), Scicchitano et al. (2012) i d'Engel i May (2012). Els resultats obtinguts han donat un valor mitjà del 62% de volum calculat mitjançant el producte dels tres eixos. Per tant s'han reduït els volums obtinguts amb la mesura dels tres eixos, en un 38%, ajustant així, amb major fiabilitat, el càlcul del volum. L'aplicació de tècniques de triangulació dels blocs per obtenir una major aproximació al seu volum, és una bona eina que cal aplicar-la a tots els estudis morfomètrics, ja que ajusten més fidelment els volums dels blocs i s'eviten sobreestimacions o infraestimacions dels valors utilitzats a les equacions.

Les densitats són decisives per establir dades realistes l'altura d'ona, i així realitzar una clara distinció entre un flux de tsunami i de tempesta. En el cas de Balears no calen establir diferents densitats per cada bloc, ni estudis de duresa dels mateixos, ja que s'ha treballat sobre estrats litològics uniformes. Evidentment, la densitat de la roca depèn de la litofàcies, que pot ser homogènia, o una combinació de diferents litologies amb porositats variables, no havent trobat aquest cas a cap àrea d'estudi. S'han establert tres valors de densitats per a cadascuna de les formacions carbonàtiques: Juràssic, Miocè i Quaternari (Taula 4.4).

5.2.9.- La utilització del Transport Figure (TF)

Scheffers i Kelletat (2003) estableixen l'índex Transport Figure (TF) amb un llindar de $TF > 250$ per blocs de tsunami. En aquest estudi s'estableix el llindar $TF > 1.000$, que ha servit per marcar uns llindars de partida per destriar blocs de tempesta de blocs de tsunami. El TF serveix com a referent per marcar un llindar teòric de potencialitat (energia) d'arrabassament, però no com a mesura per determinar fidelment els processos que han intervingut sobre els blocs ja que s'han de tenir presents altres paràmetres morfològics del conjunt de l'àrea d'estudi, especialment paràmetres de caire geomorfològic com el perfil del penya-segat.

El TF no és indicatiu ni serveix per ell tot sol per destriar clarament uns processos dels altres, tempestes o tsunamis, ja que no té presents valors de caire morfològic del bloc o la morfologia de la costa a l'hora de tenir amb compte els fenòmens que han actuat sobre cada bloc. Scheffers i Kelletat (2005) estableixen que blocs amb $TF > 250$ són de tsunami, tot i que aquest treball demostra que valors de TF inferiors, juntament amb l'ús d'altres indicadors de caire geològic i geomorfològic associats a l'àrea d'estudi, permeten interpretar-los com a blocs de tsunami.

5.2.10.- Aplicació d'equacions matemàtiques

En aquest estudi s'apliquen les equacions matemàtiques de Nott (2003 a i b), Pignatelli et al. (2009), Barbano et al. (2010) i Engel i May (2012) per calcular els valors hidrodinàmics necessaris per l'arrabassament, desplaçament i deposició dels blocs sota diferents supòsits: blocs submergits, blocs subaeris, i blocs delimitats per fractures. Aquestes equacions permeten establir diferents escenaris d'onatge i/o tsunamis que han donat lloc a la creació d'aquests camps de blocs relacionats amb els perfils tipus realitzats. En el cas de l'equació proposada per Nott (2013b) i la proposada per Engel i May (2012) se li ha sumat el valor de l'alçada del penya-segat en el seu contacte amb la cornisa de cada àrea, per determinar així la columna real d'aigua necessària pel desplaçament de cada bloc d'acord amb els diferents supòsits, segons Roig-Munar et al. (2015). L'aplicació de l'equació de Nott (2003b) i la d'Engel i May (2012) és una bona eina per determinar els fluxos necessaris pel moviment de blocs sota diferents supòsits. Tot i que l'equació d'Engel i May (2012) té en consideració més paràmetres, com ara l'angle d'inclinació que té la plataforma a l'extrem de la cornisa del penya-segat. Si a aquesta fórmula se li suma l'alçada real del penya-segat al contacte a la seva cornisa (Roig-Munar et al, 2015) obtenim les columnes d'aigua sobre la mateixa posició dels blocs estudiats.

Els resultats obtinguts i comparats entre els resultats de les equacions de Nott (2003b) i d'Engel i May (2012) varien en ordres centimètrics (entre 5 i 10 cm) en els casos de blocs subaeris, tan en el cas de columnes d'aigua per tempestes com per tsunamis. Aquestes variacions en casos de tsunamis i tempestes per blocs arrabassats també presenta variacions centimètriques (entre 5 i 10 cm) en les dues equacions. Les dues equacions aplicades per columnes d'aigua de tempestes sobre blocs arrabassats dona resultats força variables, de fins i tot alguns valors que doblen l'alçada entre els resultats obtinguts per Engel i May (2012) i els de Nott (2003b). Com més grans són els blocs i més lluny es troben de la cornisa, les equacions ens indiquen que les alçades d'ona en cas d'arrabassament associat a tempestes són molt elevades. Aquests valors donats per Nott (2003b) no són reals en el cas de les Balears, ja que es tracta de columnes d'aigua força elevades i que superen en molts de casos cotes superiors associades a les planes d'inundació terra endins a l'àrea d'estudi. Les equacions de Nott (2003), i testejades per Nandasena et al. (2011), es basen en nombrosos supòsits simplificadors relatives a l'exposició de blocs i els processos de transport per les onades. Aquests valors són més realistes amb els resultats d'Engel i May (2012) d'acord amb les valoracions morfomètriques de cada àrea, i on

Engel i May (2012) incorporen algunes variables rellevants, com són l'angle de la plataforma al contacte del penya-segat.

L'aplicació d'aquestes equacions (Nott, 2003b; Engel i May, 2012) a cada bloc permet tenir una idea aproximada de les columnes d'aigua que actuen sobre cada un, i les possibles distorsions associades a la morfologia costanera, com ara la rugositat del perfil. Les equacions es centren sols en la zona emergida, no tenint present paràmetres de la zona submergida o bé paràmetres dels propis penya-segats, com són les morfologies còncaues, nivells d'argiles o presència de cordons o blocs preexistents. Els resultats de les equacions analitzades per sectors donen validesa a les trajectòries de tsunamis definides mitjançant les modelitzacions i agafen cos a cada una de les àrees estudiades.

A les equacions de Nott (2003a i b) es descriuen els comportaments d'ona a la costa, tot i que segons Morton et al. (2008) aquestes equacions tendeixen a ser utilitzades comunament com a evidència d'emplaçament de grans blocs de tsunami, argumentant que hi ha una necessitat d'avaluació dels supòsits bàsics de les equacions i les aplicacions dels resultats. En el cas de les equacions de Nott (2003b), i les actualitzacions recents de Nandasena et al. (2011), aquestes són una valuosa eina per analitzar l'ona dinàmica i ajuda a entendre els problemes del transport de blocs, representant una eina pel model de moviment d'ona progressiva. Altres variables importants a l'hora d'analitzar els blocs i els fluxos no es consideren, incloent la morfologia costanera o la batimetria. Segons Cox et al. (2012) no sembla que aquestes equacions puguin ser aplicades a costes molt pronunciades o esglaonades, com és el cas de molts perfils analitzats en aquest treball, i que no tenen present la modificació de l'onatge com ara la reflexió i la interferència amb diferents penya-segats. Els experiments físics de Hansom et al. (2008) mostren el comportament complex que es produeix quan els fluxos d'ona impacten en la paret del penya-segat, amb una modificació del comportament de l'ona que condueix a interactuar amb les onades successives del tren.

Per altra banda, l'equació d'Engel i May (2012) emfatitza el gruix de l'eix curt dels blocs i els graus de la cornisa del penya-segat, com a valor de transport, però no tenint en compte la importància dels valors dels eixos A i B. Aquests dos eixos, A i B, juntament a la topografia de l'àrea analitzada, poden ser determinants en el punt de gir i rotació de cada bloc, i on l'eix que determina la profunditat del bloc de mar a terra pot ser tan important com l'eix curt en el gir o bolcat del bloc, juntament a la morfologia costanera del penya-segat terra endins.

Així mateix, els resultats de les columnes d'aigua, comparats amb els perfils tipus i altres paràmetres geomorfològics i sedimentològics, permeten definir millor els escenaris on es diferencia clarament l'acció dels tsunamis *versus* les tempestes. Per exemple, els perfils tipus 4 i 5 mostren que les tempestes, amb els registres d'onades disponibles a les Balears, són insuficients per explicar la presència de cordons de blocs imbricats per sobre de les màximes alçades registrades d'ona. La uniforme alineació d'aquestes formes a aquestes alçades descarta les tempestes. La presència de perfils còncaus a les bases, per captura de cavitats, independentment

de la seva tipologia, descarta també la influència de tempestes en la creació de cordons de blocs imbricats. Les distàncies dels blocs imbricats en relació amb la cornisa del penya-segat descarta també l'acció de l'onatge en gaire bé tots els perfils analitzats.

5.2.11.- Morfometria dels blocs tsunamítics

Els dipòsits de blocs imbricats i alineats al llarg de la línia de costa, ja sigui amb un sol cordó o amb varis cordons superposats, són clars indicadors de transport associat a tsunamis, tal com esmentava Browne (2011) i Weiss (2012). Aquestes característiques d'alineació no es poden atribuir a l'onatge de tempesta, segons Scheffers i Kinis (2014). Aquest fet s'ha pogut comprovar amb les dades obtingudes a Tirant, o amb els estudis d'observació de tempestes recents a altres àrees de Menorca, tot i que en algunes àrees es pot parlar de dipòsits anàlegs de blocs formats per un gran flux unidireccional que posteriorment han pogut ser retreballats per fluxos repetitius i continus al llarg del temps. És per açò que els tsunamis semblen més apropiats com a mecanisme per aixecar aquests grans blocs en la part superior dels penya-segats i produir les disposicions de blocs en cordons observats.

Aquesta morfologia de blocs presenta angles d'inclinació distints a diferents alçades. Així mateix, la morfometria dels blocs angulosos de grans dimensions, juntament amb la topografia irregular de les àrees, especialment aquelles que presenten diferents punts de denudació, invalida les tempestes com a mecanisme de transport de blocs, ja que l'onatge arriba força trencat a la costa i sense un tren continu d'ones, fet que dificulta la possibilitat de trasllat de blocs per sobre diferents punts de denudació que presenten graons amb ruptures de pendent que formen angles rectes.

5.2.12.- Absència de tsunamítes de gra fi a Balears

No s'han trobat, al llarg de les campanyes de camp, dipòsits de sediments fins associats a tsunamis al llarg de la costa balear. Aquesta manca de sediments fins pot ser atribuïble a la tipologia de perfils on s'identifiquen blocs de tsunami, bé perquè aquests han sofert un rentat i lixiviat degut a la tipologia de les plataformes, o bé al tipus de sediment de tipus carbonatat que ha pogut ser dissolt al llarg del temps. La dificultat de trobar-ne també es degut a l'antropització del territori intern i paral·lel a la línia de costa. Per trobar possibles sediments tsunamítics caldria anar a mostrejar mitjançant sondejos els rebliments sedimentaris dels torrents amb vall de fons pla en el seu curs baixos, més propers al mar.

5.2.13.- Morfometria dels blocs associats a tempestes

Les tempestes analitzades, les de major magnitud segons els registres històrics del N de Menorca, han demostrat que els blocs arrossegats són d'escassa mida i d'escassa trajectòria, inferior als 15 m lineals paral·lel a la costa i associats a perfils baixos (Perfils 1) i condicionats per

flowouts, i amb pocs blocs trets de la mar. Els resultats observats i estudiats a diferents tempestes a Menorca no donen cap morfologia de blocs imbricats ni assoleixen valors elevats de TF, amb un valor mitjà de TF 271. Alguns blocs de grans dimensions associats als primers metres de les cornises dels penya-segats de tipologia 2 i 3 poden estar vinculats a voltatges de blocs associats a una ona excepcional de tempesta. Els resultats obtinguts a Tirant també posen de manifest la força de l'onatge associat a mar vella o mar de fons, molt per sobre de la força de l'onatge que trenca entre ones carregades d'aire i que no afecten de forma uniforme a la costa, fet que també descarta la presència de cordons associats a tempestes. Els resultats de seguiment de la tempesta de Tirant sobre petits trens i agrupacions de blocs imbricats a primera línia demostren l'efecte de retreballament de les ones sobre aquests blocs que es troben a escassa distància i escassa alçada, i associats a morfologies *flowout* i on es registraren retreballaments en forma de fregament sobre blocs amb desplaçaments d'ordre centimètric, inferiors a 30 cm.

5.2.14.- Orientació dels blocs

L'orientació dels blocs no és homogènia al llarg de totes les àrees estudiades ni a dins de cada àrea. Les orientacions s'ajusten, en gran mesura, i són coherents amb les trajectòries tsunamítiques definides als models de simulacions.

L'estudi demostra que els blocs poden sofrir reorganitzacions per la influència de diferents episodis d'onatge amb impactes puntuals i recurrents al llarg del temps. Aquestes modificacions causades per les tempestes són d'ordre centimètric i afecten principalment als blocs davanters dels trens de blocs imbricats, fet que dóna com a resultat la modificació dels graus d'imbricació associats a diferents alçades. S'ha comprovat a Tirant, i fins i tot afecta de forma lenta l'orientació dels blocs. Malgrat que les tempestes donin com a resultat certes modificacions, en cap cas són capaces d'eliminar per complet la disposició dels blocs dipositats per tsunamis.

5.2.15.- Imbricació de blocs

La imbricació dels blocs dels cordons analitzats segueix les teories de Browne (2011) qui establí aquestes distribucions com indicadors de tsunamis. Aquesta imbricació és coherent amb la orientació del bloc i reflecteix també la direcció de l'onada d'arribada dels fluxos provinents del N d'Àfrica, independentment de la tipologia del perfil analitzat. En funció dels perfils, però, els graus d'imbricació dels blocs són menors segons l'alçada de cada cordó, denotant el major retreballament per part de l'onatge. És per açò que a més alçada dels blocs aquests presenten més imbricació degut a l'efecte nul de retreballament de l'onatge que fa disminuir la inclinació. La identificació de processos de transport, imbricació i retreballament sobre perfils de tipologia 1 i 2, mostra la presència d'esdeveniments de grans fluxos que posteriorment han estat retreballats per altres de menor intensitat però de major freqüència, com són les tempestes. La possibilitat d'una

energia més alta del flux de retorn, que es donaria sols a topografies amb angles pronunciats, permet la conservació de la imbricació en els casos analitzats en aquest treball.

5.2.16.- L'ús de blocs com a matèria prima

Les dades de camp, les consultes de fotografia aèria, les entrevistes i les fonts orals han posat de manifest que els blocs, de tsunami i/o tempesta, s'han utilitzat com a matèria prima per a la construcció, especialment en les darreres dècades i associats a la litoralització de les illes Balears. Aquest fet ha donat lloc a la desaparició de moltes àrees d'estudi o a la transformació i antropització d'algunes altres que han estat estudiades en aquest treball, i on sols hi queden alguns blocs de forma testimonial. També cal destacar que sols es troben els darrers cordons de blocs imbricats, i que els cordons més interns, corresponents a possibles tsunamis de gran intensitat, han desaparegut.

5.2.17.- Datacions

Les datacions obtingudes mitjançant diferents mètodes han permès acotar temporalment, i de manera satisfactòria, els fenòmens d'arrabassament i deposició de blocs que s'han relacionat amb tsunamis. Les datacions mitjançant liquenometria han presentat problemes. S'ha constatat que no és una tècnica aplicable a aquest estudi, ja que depèn de trobar les espècies liquèniques adequades i de les condicions de verificació molt locals per les quals no s'han disposat de dades.

Les datacions per radiocarboni estan condicionades sols a perfils de tipologia 1 i 2, on es detecten blocs provinents de la mar i amb presència de fauna marina. La resta de perfils no disposen de blocs trets de la mar per cap flux i per tant no incorporen fauna associada. Per aquest mètode, només s'han pogut datar dos episodis en dues localitats de Menorca; un associat a un possible tsunami de l'any 1720 dC, i un altre corresponent a l'any 1964 dC, associat a un temporal recent però que la verificació amb dades documentals i amb el registre de temporals ens el permet situar al febrer de 1989. El resultat de les datacions per radiocarboni és consistent amb la resta de dades geomorfològiques, de datacions per cocons i documentals.

S'han realitzat datacions basades en les taxes de dissolució de carbonats aplicades a cocons. S'han datat cocons en posició horitzontal damunt de blocs situats sobre plataformes. Les datacions de cocons generats damunt les plataformes calcàries no s'han utilitzat ja que la seva edat no té perquè poder-se correlacionar amb un únic episodi d'arrencament de blocs per tsunami.

Les datacions realitzades sobre blocs a les diferents localitats han permès establir una cronologia d'episodis correlacionables amb tsunamis i terratrèmols enregistrats documentalment, tots ells ocorreguts en un període històric que es situa entre el segle XVII i XIX. La majoria de datacions de les localitats mesurades tenen poca dispersió i s'agrupen en una franja d'edat situada entre els anys 1700 i el 1850.

L'absència de registre de tsunamis més antics basats en la datació de blocs a les localitats estudiades podria ser deguda als següents motius:

a) A la franja litoral on es troben els blocs, els que correspondrien a blocs més antics van ser arrabassats o retreballats pels tsunamis més recents de major magnitud.

b) La possible existència de blocs (segurament més escassos) corresponents a tsunamis en posicions més allunyades de la costa, és a dir, més terra endins, no ha estat detectada, segurament per la gran antropització del litoral balear tant en èpoques antigues com en l'actualitat.

5.2.18 Conclusions generals

Aquesta tesi doctoral conclou que a les illes Balears existeixen blocs de tsunami associats a les trajectòries provinents del N d'Àfrica. Que les àrees analitzades poden presentar diferents tipologies de registres manifestats amb blocs associats a diferents fluxos marins: tsunamis i tempestes, sent els tsunamis els que donen lloc a l'arrabassament de grans blocs i, en conseqüència, a la disposició de blocs imbricats que en molts casos formen cordons. Que freqüentment aquests blocs i/o cordons són retreballats per tempestes al llarg de dècades, donant lloc a la modificació de les imbricacions i les orientacions originàries d'aquests. Que les metodologies utilitzades en aquesta tesi són útils per destriar blocs de tsunami de blocs de tempesta a les costes rocoses de les illes Balears. Que les equacions utilitzades s'han de millorar amb la incorporació de noves variables que tinguin present paràmetres geològics i geomorfològics adaptats a cada àrea d'estudi. Que les datacions realitzades sobre blocs a les diferents localitats ens donen una cronologia d'episodis, situats principalment en un període d'uns 150 anys, que va des del segle XVII fins a mitjans del Segle XIX. Aquest esdeveniments mostren una coherència amb la cronologia de tsunamis enregistrats documentalment.

5.3. Perspectives de futur i consideracions finals

5.3.1.- Perspectives per a la gestió costanera

Les dades obtingudes en aquesta tesi són valuoses per estudis de models d'inundació de tsunami, i per a la creació de mapes de perillositat per inundacions locals. L'estudi també aporta argumentacions a nivell legal en termes de peritatge per ventes associades a "vicis ocults" d'habitatges vinculats a *flowouts* o bé a àrees d'afectació de tempestes i de tsunamis.

5.3.2- Proposta d'ampliació d'estudis

En la present tesi s'ha treballat en dues línies; d'una banda la identificació d'àrees amb presència de blocs i la seva caracterització geomorfològica, i d'altra banda determinar els agents i processos que han afavorit la presència de blocs sobre les costes rocoses. Un cop assolits aquests punts es poden fer algunes consideracions i propostes d'ampliació dels estudis, més de

caràcter transversal i multidisciplinar que podrien marcar les línies de futurs treballs:

1. Caldria fer una anàlisi estadística amb les dades qualitatives i quantitatives de cara a establir possibles patrons de comportament i/o distribució dels blocs al llarg de les diferents àrees analitzades i de tipologies de costes i penya-segats.
2. S'han de fer campanyes, tot i la dificultat en unes illes tan antropitzades i litoralitzades a nivell urbanístic, de recerca de possibles dipòsits de sediments de tsunamis, especialment en jaciments arqueològics excavats a la costa, en cavitats, en morfologies dunars recents o fòssils, o dins les lleres torrencials, centrant-se en les àrees analitzades dins aquest treball.
3. S'ha de millorar la metodologia associada a la datació de blocs mitjançant dissolució d'aquests, ja que pot ser una eina força útil i pràctica a l'hora de realitzar datacions de blocs i fins i tot de terrasses de denudació.
4. La majoria de les simulacions analògiques de tsunamis mitjançant tancs d'experimentació de laboratori es realitzen sobre perfils de tipologia 1, no trobant modelitzacions sobre perfils corresponents a penya-segats. Es recomanable realitzar simulacions sobre penya-segats seguint les tipologies establertes en aquesta tesi per poder avaluar l'efecte dels tsunami i les tempestes sobre els diferents perfils establerts en aquest tesi.
5. Les equacions utilitzades per determinar fluxos de transport de blocs i les columnes d'aigua, tant pels tsunamis com per les tempestes, han de ser revisades de cara a incorporar paràmetres derivats de la geologia i la geomorfologia costanera, tant a la zona submergida com a la zona emergida.

6.- Bibliografia

- ACOSTA, J., CANALS, M., LOPEZ-MARTÍNEZ, J., MUÑOZ, A., HERRANZ, P., URGELES, R., PALOMO, C. i CASAMOR, J. L. 2002. The Balearic Promontory geomorphology (western Mediterranean): morphostructure and active processes. *Geomorphology*, 49, 177-204.
- ACOSTA, J., CANALS, M., CARBÓ, A., MUÑOZ, A., URGELES, R., MUÑOZ-MARTÍN, A. i UCHUPI, E. 2004. Sea floor morphology and Plio-quadernary sedimentary cover of the Mallorca Channel, Balearic Islands, western Mediterranean. *Marine Geology*, 206, 165-179.
- ALASSET, J. P., HEBERT, H., MAOUCHE, S., CALBINI, V. i MEGHRAOUI, M. 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw p 6.9 Algeria): modelling and results. *Geophysical Journal International* 166: 213-226.
- ALONSO, S., TINTORÉ, J., GOMIS, D i BLADÉ, I. 1989. Estudio Teórico sobre las Rissagues de Ciutadella. Parte I: Ondas de talud en la plataforma. Modos libres de oscilación del puerto. A: *Les Rissagues de Ciutadella i altres oscil.lacions de nivell de la mar de gran amplitud a la Mediterrànea Occidental. Tom II*, Ed. Institut Menorquí d'Estudis.
- ÁLVAREZ-GÓMEZ, J. A., OLABARRIETA, M., GONZÁLEZ, M., OTERO, L., CARREÑO, E. i MARTÍNEZ-SOLARES, J. M. 2010. The impact of tsunamis on the Island of Majorca induced by North Algerian seismic sources. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19:367-383.
- ÁLVAREZ-GÓMEZ, J. A., ANIEL-QUIROGA, I., GONZÁLEZ, M., i OTERO, L. 2011. Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 227-240.
- AMBRASEYS, N. N. 1982. The seismicity of North Africa: the earthquake of 1856 at Jijeli. *Bollettino Di Geofisica a Teorica ed Applicata. Vol. XXIV, No.93*, 31-37.
- ANDRÉS, J. R. i GRACIA, F. J. 2000. *Geomorfología litoral. Procesos activos*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología 7, Madrid. 255 pp.
- ANDREWS, C. i WILLIAMS, B. G. 2000. Limpet erosion on chalk shore platforms in southeast England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 1371-1381.
- ANTONIOLI, F., DAI PRA, G., SEGRE, A. G. i SYLOS LABINI, S. 2004. New data on Late Holocene uplift rates in the Messina Strait area, Italy. *Quaternaria Nova*, 8, 45-67.
- ARGNANI, A. i BONAZZI, C. 2005. "Malta Escarpment Fault Zone Offshore Eastern Sicily: Pliocene-Quaternary Tectonic Evolution Based on New Multichannel Seismic Data", *Tectonics*, Vol. 24, No. 4, pp. TC4009/1-12.
- ASSIER-RZADKIEAICZ, S., HEINRICH, P., SABATIER, P. C., SAVOYE, B. i BOURILLET, J. F. 2000. Numerical Modelling of a Landslide-generated Tsunami: The 1979 Nice Event. *Pure and Applied Geophysics*, 157(10), 1707-1727.
- BALAGUER, P. 2002. El coneixement científic de les costes rocoses de Mallorca (illes Balears): estudi bibliomètric. *Bolletí de Geografia Aplicada*, 3-4: 75-92.
- BALAGUER, P. 2006. *Tipus i evolució de les costes rocoses de Mallorca*. Tesi doctoral, inèdita. Departament de Ciències de la terra, Universitat de les Illes Balears 287 pp.
- BALAGUER, P. 2007. Inventari quantitatiu de les costes rocoses de Mallorca. In: Pons, G. X. i Vicens, D. (Eds.). *Geomorfologia Litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda Barceló*. Monografies Societat Història Natural de les Balears, 14: 201-230.
- BALAGUER, P. 2012. *Hàbitats costeros característics de las Islas Baleares: Selección de*

alternativas para resolver a derrames de hidrocarburos. Informe interno del SOCIB, 66 pp.

- BALAGUER, P. 2012. Implicaciones de la Geomorfología en las Iniciativas de Gestión Integrada de la Zona Costera. En: Rodríguez-Perea, A., Pons, G. X., Roig-Munar, F. X., Martín-Prieto, J. A., Mir-Gual, M. i Cabrera, J. A. (Eds.). *La gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa*. Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 19; 402 pp.
- BALAGUER, P. i FORNÓS, J. J. 2004. Erosión continua a partir de la desintegración granular en los acantilados costeros del SE de Mallorca. (Islas Baleares. Mediterráneo occidental). Dins: *Actas II Reunión de Geomorfología Litoral*: 347-358. Santiago de Compostela.
- BALAGUER, P., FORNÓS, J. J. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2002. Retroceso de los acantilados del Mioceno Superior en la costa del SE de Mallorca: los casos de Estret des Temps y s'Alavern. A: Serrano, E., Gracia de Cells, A., Guerra, J. C., Morales, C. G. i Ortega, M. T. (Eds.). *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología: 341-350. Valladolid.
- BALAGUER, P., FORNÓS, J. J. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2008. Determinación del retroceso de los acantilados en las bahías de Alcúdia y Pollença por gerreferenciación lineal. A: Benavente, J. i Gracia, F. J. (Eds.). *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. Sociedad Española de Geomorfología, Cádiz, I, 331-334.
- BALAGUER, P., GÓMEZ-PUJOL, LI. i FORNÓS, J. J. 2008. Assaig de quantificació del retrocés dels penya-segats tallats als materials del Quaternari de les badies d'Alcúdia i Pollença. In: Pons, G. X. (Ed.). *V Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears 367-369.
- BALAGUER, P., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI., PONS, G. X. i VILLANUEVA, G. 2001. Processos d'erosió mecànica a les costes rocoses de la Mediterrànea Occidental. A: Pons, G. X. (Ed.). *III Jornades del Medi Ambient de les Illes Balears*: 72-73. Palma de Mallorca.
- BALAGUER, P., FORNÓS, J. J., RODRÍGUEZ-PÉREZ, J. i RODRÍGUEZ-PEREA, A. 2007. Procesos de erosión mecánica en las costas de Mallorca y NE de Cataluña: cuantificación del volumen de roca perdido. En: Gómez-Pujol, LI. i Fornós, J. J. (Eds.). *Investigaciones recientes (2005-2007) en geomorfología litoral*. Monogràfic Societat d'Història Natural de les Illes Balears, Palma de Mallorca, pp 203-208.
- BALAGUER, P., SARDÁ, R., RUIZ, M., DIEDRICH, A., VIZOSO, G. i TINTORÉ, J. 2008. A proposal for boundary delimitation for integrated coastal zone management initiatives. *Ocean and Coastal Management*, 51: 806-814.
- BALAGUER, P., GÓMEZ-PUJOL, LI., FUSTER, M. i FORNÓS, J. J. 2013. Alteración alveolar en areniscas carbonatadas y tasa de erosión asociada: 10 años de observaciones en las canteras litorales de es Carnatge (Mallorca, Islas Baleares). *Revista GeoTemas*, vol 14: 79-82.
- BARBANO, M. S., PIRROTTA, C. i GERARDI, F. 2010. Large boulders along the south-eastern Ionian coast of Sicily: Storm or tsunami deposits? *Marine Geology* 275, 140-154.
- BARBANO, M. S., GERARDI, F. i PIRROTTA, C. 2011. Differentiation between boulders deposited by tsunamis and storm waves along the south-eastern Ionian coast of Sicily (Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* Vol. 52, n. 4, pp. 707-728.
- BARTEL, P. i KELLETAT, D. 2003. Erster Nachweis holozäner Tsunamis im Westlichen Mittelmeergebiet (Mallorca, Spanien) mit einem Vergleich von Tsunamiund Sturmwellenwirkung auf Festgesteinsküsten. *Ber. Forsch. Technol.-Center Kiel Buüsum* 28, 93-107.
- BASTERRETXEA, G., ORFILA, A., JORDI, A., CASAS, B., LYNETT, P., LIU, P. L. F., DUARTE, C.

- M. i TINTORÉ, J. 2004. Seasonal dynamics of a microtidal pocket beach with *Posidonia* oceànica seabeds (Mallorca, Spain). *Journal of Coastal Research*, 20: 1155-1164.
- BEGET, J. E. 2000. Volcanic tsunamis. In "Encyclopedia of Volcanoes" (H. Sigurdsson, ed.), pp. 1417. Academic Press, San Diego, CA.
- BENAVENTE, J. i GRACIA, F. J. 2008. *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008. X Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología-UCA, Cádiz. 345 pp.
- BENETATOS, C., KIRATZI, A., PAPAACHOS, C. i KARAKAISIS, G. 2004. "Focal Mechanisms of Shallow and Intermediate Depth Earthquakes along the Hellenic Arc". *Journal of Geodynamics*, Vol. 37, pp. 253-296.
- BENITO, G. i DÍAZ-HERERO, A. 2004. *Contribuciones recientes sobre Geomorfología. VIII Reunión Nacional de Geomorfología (Vol. I i II)*. Sociedad Española de Geomorfología-CSIC, Madrid, 543 pp.
- BENNER, R., BROWNE, T., BRÜCKNER, H., KELLETAT, D. i SCHEFFERS, A. 2010. Boulder Transport by Waves: Progress in Physical Modelling. *Zeitschrift für Geomorphologie: Annals of Geomorphology*, Vol. 54, pp. 127-146.
- BERTOTTI, L. i CAVALERI, L. 2008. Analysis of the Voyager storm. *Ocean Engineering*, Vol. 35, 1, pp.1-5.
- BIOLCHI, S., FURLANI, S., ANTONIOLI, F., BALDASSINI, N., CAUSON DEGUARA, J., DEVOTO, S., DI STEFANO, A., EVANS, J., GAMBIN, T., GAUCI, R., MASTRONUZZI, G., MONACO, C., i SCICCHITANO, G. 2015. Boulder accumulations related to extreme wave events on the eastern coast of Malta. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 5977-6019 (en prensa).
- BIRD, E. 1984. *Coasts: An introduction to coastal geomorphology*. Blackwell, Oxford. 320 pp.
- BIRD, E. 1986. *Beach management*. Wiley, Chichester. 218 pp.
- BIRD, E. 2000. *Coastal Geomorphology, an Introduction*. John Wiley & Sons Ltd, England. 322 pp.
- BISHOP, P. i HUGHES, M. 1989. Imbricate and fitted fabrics in coastal boulder deposits on the Australian east coast. *Geology* 17, 544-547.
- BLANCO-CHAO, R. 2001. Procesos de erosión en costas rocosas. *Xeografía*, 1: 39-59.
- BLANCO-CHAO, R. i PÉREZ-ALBERTI, A. 1996. Formas litorales en la costa noroccidental gallega: los sectores acantilados entre Cabo Prioriño (Ferrol) y Punta Frouxeira (Valdoviño). *Geographicalia*, 33, 3-28.
- BLANCO-CHAO, R., LÓPEZ, J. i PÉREZ-ALBERTI, A. 2004. *Procesos geomorfológicos y evolución costera: Actas de la II Reunión de Geomorfología Litoral*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela. 426 pp.
- BLANCO-CHAO, R., PÉREZ-ALBERTI, A., COSTA-CASAS, M. i VALCÁRCEL-DÍAZ, M. 2006. Abrasion processes in coarse-clastic beaches linked to rocky shore platforms. *Journal of Coastal Research*, SI 48, 21-28.
- BLANCO-CHAO, R., PÉREZ ALBERTI, A., TRENHAILE, A. S., COSTA CASAS, A. i VALCÁRCEL-DÍAZ, M. 2007. Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology*, 83, 136-151.
- BLAND, W. i ROLLS, D. 1998. *Weathering: An introduction to the scientific principles*. Arnold. London.
- BONDEVIK, S., MANGERUD, J., DAWSON, S., DAWSON, A. i LOHNE, O. 2005. Evidence for

- three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1757-1775.
- BOURGEOIS, J. i MACINNES, B. 2010. Tsunami boulder transport and other dramatic effects of the 15 November 2006 central Kuril Islands tsunami on the island of Matua. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues*, 54, 175-195.
- BOURROUILH, R. 1983. *Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las Cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental*. Memorias del IGME 99, 672 pp. Madrid.
- BOURROUILH-LE JAN, F. G. i TALANDIER, J. 1985. Sedimentation et fracturation de haut energie en milieu recifal: Tsunamis, ouragans at cyclones et leurs sur la sedimentologie et la geomorphologie d'un atoll: Motu et Hoa, a Rangiroa, Tuamotu, Pacifique SE. *Marine Geology* 67, 263-333.
- BOYD, R., SUTER, J. i PENLAND, S. 1989. Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments. *Geology* 17: 926-929.
- BOYD, R., DALRYMPLE, R. i ZAITLIN, B. A. 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sediment Geology* 80:139-150.
- BROMIRSKI, P. D., MILLER, A. J. i FLICK, R. E. 2012. Understanding North Pacific sea level trends. *EOS, Transaction, American Geophysical Union* 93 (27), 249-256.
- BROWNE, A. 2011. 'Coarse coastal deposits as palaeo-environmental archives for storms and tsunamis', PhD thesis, Southern Cross University, Lismore, NSW. 277 pp.
- BRYANT, E. 2001. *Tsunami. The underrated hazard*. E. Bryant (Ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 320 pp.
- BRYANT, E. A. i HASLETT, S. K. 2007. Catastrophic wave erosion, Bristol Channel, United Kingdom: impact of tsunami?. *The Journal of Geology*, 115, 253-269.
- BRYANT, E. A., YOUNG, R. W. i PRICE, D. M. 1996. Tsunami as a major control on coastal evolution, SouthEastern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12, 831-840.
- BUCHER, D. J., HARRIOT, V. J. i ROBERTS, L. G. 1998. Skeletal micro-density, porosity and bulk density of acroporid corals. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 228, 117-136.
- BULL, W. B. i BRANDON, M. T. 1998. Lichen dating earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 110: 60-84.
- BUTLER, R. F. 1992. *Paleomagnetism: From Magnetic Domains to Geologic Terranes*, Blackwell, 319 pp.
- BUTZER, K. W. 1962. Coastal geomorphology of Majorca. *Annals of the Association of American Geographers*, 52: 191-212.
- BUTZER, K. W. 1975. Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean basin: a mallorquin view. In: Butzer, K. W. i Isaac, G. L. (Eds.). *After the Australopithecines: stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene: 25-73*. Mouton, The Hague.
- BUTZER, K. W. i CUERDA, J. 1962. Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. *The Journal of Geology*, 70: 398-416.
- CAMPOS ROMERO, M. L. 1992. *El riesgo de Tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica*. Instituto Geográfico Nacional, Monografías, núm. 9, pp 204.
- CANALS, M., LASTRAS, G., URGELES, R., CASAMOR, J. L., MIENERT, J., CATTANEO, A., DE

- BATIST, M., HAFLIDASON, H., IMBO, Y., LABERG, J. S., LOCAT, J., LONG, D., LONGVA, O., MASSON, D. G., SULTAN, N., TRINCARDI, F. i BRYN, P. 2004. Slope failure dynamics and impact from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213: 9-72.
- CANDELA, J., MAZZOLA, S., SAMMARI, C. i LIMEBURNER, R. 1998. The Mad Sea Phenomenon in the Strait of Sicily. *Journal of physical oceanography*, vol. 29, pp. 2210-2231.
- CAÑELLES, B. 2010. *Long-term extreme wave height events in the Balearic Sea: characterization, variability and prediction*. Tesis doctoral, Universitat de les Illes Balears 71 pp.
- CAÑELLES, B., ORFILA, A., MÉNDEZ, F. J., MENÉNDEZ, M. i TINTORÉ, J. 2007. Application of a POT model to estimate the extreme significant wave height levels around the Balearic Sea (Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, SI, 50, 329-333.
- CARANDELL, J. 1927. Movimientos lentos en el litoral Este de Mallorca. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural*, 27: 468-473.
- CARTER, R. W. 1988. *Coastal environments, an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617 pp.
- CARTER, R. W. 1991. Near-future sea level impacts on coastal dune landscapes. *Landscape Ecology*, 6 (1/2): 29-39.
- CARTER, R. W. i WOODROFFE, C. D. 1994. *Coastal evolution: late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press. Cambridge.
- CASTEDO, R., MURPHY, W., LAWRENCE, J. i PAREDES, C. 2012. A new process-response coastal recession model of soft rock cliffs. *Geomorphology* 177-178, 128-143.
- CÉSPEDES, A., GIMÉNEZ, J. i SÀBAT, F. 2001. Caracterización del campo de esfuerzos neógenos en Mallorca mediante el análisis de poblaciones de fallas. *Geogaceta* 30, 199-202.
- CHICA, J. A. 2008. *Conservación y desarrollo en el litoral español andaluz: planificación y gestión de espacios protegidos*. Ed. CEP, Colección Universidad en Español, Cádiz. 281 pp.
- CHUECA, J. 1994. *Liquenometría*. Cuadernos técnicos de la SEG, núm. 7. Sociedad Española de Geomorfología. Geofoma Ediciones, 34 pp.
- CITA, M. B. i ALOISI, G. 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 135, 181-203.
- CLARK, J. R. 1996. *Coastal zone management handbook*. CRC Press. Inc., Florida, 694 pp.
- CLEMMENSEN, L. B., LISBORG, T., FORNÓS, J. J. i BROMLEY, R. 2001. Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the Last Glacial period. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48: 217-232.
- COLES, S. 2001. *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer-Verlag, University of Bristol, 227.
- COPEIRO, E. 1980. Sobre la progresiva ruina de nuestras costas. *Revista de Obras Públicas*, 127 (3179): 307-319.
- CORRALES, O. 2015. Geomorfologia submarina de la plataforma continental davant del cap de Ses Salines, Mallorca. Memòria del Treball de Final de Grau, Facultat de Geologia Universitat de Barcelona, 35 pp. inèdit
- COWELL, P. J. i THON, B. G. 1994. Morphodynamics of coastal evolution. In: Carter, R. W. G. i Woodroffe, C. D. (Eds.). *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*.

Cambridge University Press, Cambridge, 33-86.

- COX, R., Zentner, D. B., Kirchner, B. J. i Cook, M. S., 2012. Boulder Ridges on the Aran Islands (Ireland): Recent Movements Caused by Storm Waves, Not Tsunamis. *The Journal of Geology*, volume 120, p. 249–272
- CRUSLOCK, E. M., NAYLOR, L. A., FOOTE, Y. L. i SWANTESSON, J. O. H. 2010. Geomorphologic equifinality: A comparison between shore platforms in Höga Kusten and Fårö, Sweden and the Vale of Glamorgan, South Wales, UK. *Geomorphology* 114, 78-88.
- CUERDA, J. 1975. *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos. Palma 310 pp.
- CUERDA, J. i SACARÈS, J. 1992. *El Quaternari al Migjorn de Mallorca*. Direcció General de Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear. 130 pp. Palma de Mallorca.
- CUERDA, J., GRÀCIA, F. i VICENS, D. 1990. Dos nuevos yacimientos del Pleistoceno marino en Porto Colom (Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 33: 49-66.
- CUERDA, J., VICENS, D. i GRÀCIA, F. 1991. Malacofauna y estratigrafía del Pleistoceno Superior marino de Son Real (Santa Margalida, Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 34:99-108.
- DALAL, N. i TORAB, M. 2013. Large boulders deposits on the coast of Ras El Hekma, NW coast, Egypt. Storm or tsunami? The 2nd International Symposium on Kaz Mountains and Edremit, 2-4 May, 2013, Edremit-Balikesir-Turkey.
- DALONGEVILLE, R. i LE CAMPION, T. H. 1982. Aperçu sur l'erosion littorale en roches carbonatées. L'exemple de la Méditerranée. *Bull. Lab. Rhod. de Géom.*, 11-12: 3-12.
- DALONGEVILLE, R., LE CAMPION, T. H. i FONTAINE, M. F. 1994. Bilan bioconstruction-biodestruction dans les roches carbonatées en mer Méditerranée: étude expérimentale et implications géomorphologiques. *Zeitschrift für Geomorphologie* 38: 457-474.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. 2010. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge, 442 pp.
- DAVIES, J. L. 1972. *Geographical variation in coastal development*. Oliver & Boyd. Edimburgh. 204 pp.
- DAVIES, R. A. 1985. Beach and nearshore zone. In: Davies, R. A. (Ed.). *Coastal sedimentary environments*: 379-444. Springer-Verlag. New York.
- DAWSON, A. G. 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10, 83-94.
- DAWSON, A. G., STEWART, I., MORTON, R. A., RICHMOND, B. M., JAFFE, B. E. i GELFENBAUM, G. 2008. Reply to Comments by Kelletat (2008) comments to Dawson A.G. and Stewart I.(2007) tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*, 211, 92-93.
- DE FALCO, G., MOLINAROLI, E. BAROLI, M. i BELLACICCO, S. 2003. Grain size and compositional trends of sediments from Posidonia oceanica meadows to beach shore, Sardinia, western Mediterranean. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 58: 299-309.
- DE MARTINI, P. M., BURRATO, P., PANTOSTI, D., MARAMAI, A., GRAZIANI, L. i ABRAMSON, H. 2003. Identification of tsunami deposits and liquefaction features in the Gargano area (Italy): paleosismological implication. *Annals of Geophysics*, 46 (5) 883-902.
- DEL VALLE, L., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI., POMAR, F., ANECHITEI-DEACU, V. i

- TIMAR-GABOR, A. 2015a. Luminescence Dating on Middle to late Pleistocene eolianites from Eivissa, Western Mediterranean. En: Díaz del Olmo, F. y Faust. D. (Eds.). *Proceedings of the meeting 'Progress in Quaternary archives studies in the Iberian peninsula and Western Mediterranean'*. Sevilla (Spain) 12-13.03.2015: 49.
- DEL VALLE, L., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI., POMAR, F., ANECHITEI-DEACU, V. i TIMAR-GABOR, A. 2015b. El Pleistoceno medio de la zona de Cala Bassa (Eivissa, Mediterráneo occidental): evolución Paleoclimática. VIII Jornadas de Geomorfología Litoral. *Geo-Temas*, vol. 15, 169-172.
- DEFEO, O., MCLACHLANB, A., SCHOEMAN, D., SCHLACHER, T. A., DUGANE, J., JONES, A. F., LASTRAS, G. i SCAPINI, F. 2009. Threats to sandy beach ecosystems: A review. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 81 (1): 1-12.
- DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. F. i STEIN, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425-478.
- DENNY, M. W., MILLER, L. P., STOKES, M. D., HUNT, J. H. i HELMUTH, B. S. T. 2003. Extreme water velocities: topographical amplification of wave-induced flow in the surf zone of rocky shores. *Limnology and Oceanography* 48, 1-8.
- DIBB, T. E., HUGHES, D. W. i POOLE, A. B. 1983. The identification of critical factors affecting rock durability in marine environments. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 16: 149-161.
- DUARTE, C. M., BENAVENTE, E. i SÁNCHEZ, M. C. 1999. The microcosm of particles within seagrass *Posidonia oceanica* canopies. *Marine Ecology Progress Series*, 181: 289-295.
- DUPERRET, A., GENTER, A., MORTIMORE, R. N., DELACOURT, B. i DE POMERAI, M. R. 2002. Coastal rock Cliff erosion by collapse at Puys, France: The role of impervious marl seams within chalk of NW Europe. *Journal of Coastal Research*, 18: 52-61.
- DURAND-DELGA, M. i RANGHEARD, Y. 2013. Structure de l'île d'Eivissa (Ibiza) et sa place dans le cadre baléare. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 56: 25-50.
- EINSELE, G., CHOUGH, S. K. i SHIKI, T. 1986. Depositional events and their records; an introduction. *Sedimentary Geology* 104, 1-9.
- EMERY, K. O. 1946. Marine solution basins. *Journal of Geology*, 54: 209-228.
- EMERY, K. O. i KHUN, G. G. 1982. Sea cliffs: their processes, profiles and classification. *Geological Society of America Bulletin*, 93: 644-654.
- ENGEL, M. i MAY, S. M. 2012. Bonaire's boulder fields revisited: Evidence for Holocene tsunami impact on the Lee-ward Antilles. *Quaternary Science Reviews*, 54, 126-141.
- ERDMANN, W., KELLETAT, D., SCHEFFERS, A. M. i HASLETT, S. 2015. *Origin and Formation of Coastal Boulder Deposits at Galway Bay and the Aran Islands, Western Ireland*. Ed. Springer Briefs in Geography pp125.
- ESTRADA, R. i OBRADOR, A. 1998. Exemples de dipòsits conglomeràtics a l'illa de Menorca. A: Fornós, J. J. (Ed.). *Aspectes geològics de les Illes Balears*. Universitat de les Illes Balears 221-250 pp.
- ETIENNE, S. i PARIS, R. 2010. Boulder accumulations related to storms on the south coast of the Reykjanes Peninsula (Iceland). *Geomorphology* 114, 55-70.
- FAIRBRIDGE, R. W. 2004. Classification of coasts. *Journal of Coastal Research*, 20: 155-165.
- FALLOT, P. 1923. Esquisse morphologique des îles Baléares. *Revue de Géographie Alpine*, 9:

421-448.

- FARRIOL, S., MATEOS, R. M. i VILAPLANA, J. M. 2013. Análisis de la susceptibilidad a los desprendimientos rocosos en la isla de Ibiza. Identificación de las zonas de mayor riesgo. En: Alonso, E., Corominas, J. i Hürlimann, M. (Eds.). *Actas VIII Simposio Nacional de Taludes y Laderas Inestables. Vol. I*, pp. 363-374.
- FEMENIAS, J., 2007. Els grans blocs de Cap de Salines (Mallorca): Estudi sedimentològic i dinàmic. Treball Final de Carrera. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 39 pp. inèdit
- FELTON, E. A. 2002. Sedimentology of rocky shorelines: A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. *Sedimentary Geology* 152, 221-245.
- FICHAUT, B. i SUAÑEZ, S. 2008. Les blocs cyclopéens de l'île de Banneg (archipel de Molène, Finistère): accumulations supratidales de forte énergie. *Géomorphologie: Relief Processus Environnement* 1, 15-32.
- FICHAUT, B. i SUAÑEZ, S. 2011. Quarrying, transport and deposition of cliff-top storm deposits during extreme events: Banneg Island, Brittany. *Marine Geology* 283, 36-55.
- FINKL, C. W. 2004. Coastal classification: systematic approaches to consider in the development of a comprehensive scheme. *Journal of Coastal Research*, 20: 166-213.
- FINKL, C. W. 2013. *Coastal Hazards*. Coastal Research Library Ed. Springer 831 pp.
- FLAMANT, C., PELON, J., HAUSER, D., QUENTIN, C., DRENNAN, W. M., GOHIN, F., CHAPRON, B. i GOURRION, J. 2003. Analysis of surface wind and roughness length evolution with fetch using a combination of airborne lidar and radar measurements. *Journal of Geophysical Research* 108, 8058, 26 pp.
- FLOR RODRÍGUEZ, G., FLOR-BLANCO, G. i PANDO GONZALEZ, L. 2013. *VII Jornadas de Geomorfología Litoral*. Revista Geo-Temas, Sociedad Geológica de España, Vol. 14 (226 pp).
- FOKAEFS, A. i PAPAPOULOS, G. A. 2007. Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean: strong earthquakes and tsunamis in Cyprus and the Levantine Sea. *Natural Hazards*, 40 (3), 503-526.
- FONTBOTÉ, J. M., OBRADOR, A. i POMAR, L. 1983. Islas Baleares. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, IGME, Madrid 2, 343-391.
- FONTSERÉ, E. 1918. Notas sueltas de sismología Balear. Publicaciones de la Sección de Ciencias Naturales, Facultad de Ciencias de la Universidad de Barcelona, 5-12.
- FONTSERÉ, E. 1934. Les "seixes" de la costa catalana. Servei Meteorològic de Catalunya. Notes d'Estudi núm. 58.
- FOOKES, P. G., GOURLEY, C. S. i OHIKERE, C. 1988. Rock weathering in engineering time. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 21: 33-57.
- FORNALS, F. 1993. *Fortificaciones de Menorca: Fuerte Marlborough y Torre del Penjat*. Ed. Museo Militar de Menorca, Maó pp. 245.
- FORNÓS, J. J. 1998. *Aspectes geomorfològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca, 471 pp.
- FORNÓS, J. J. 1999. Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*, 42 (2): 237-250. Budapest.
- FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI. i CLEMMENSEN, L. B. 2004a. *Facies architecture of*

- interbedded aeolianites and alluvial fans deposits: the Late Pleistocene of Pollença Bay (Mallorca Is., Western Mediterranean)*. International Association of Sedimentology 23rd Meeting, Coimbra (Portugal).
- FORNÓS, J. J., OBRADOR, A. i ROSSELLÓ, V. M. 2004b. *Història Natural del Migjorn de Menorca: el medi físic i l'influx humà*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm. 11, 378 pp.
- FORNÓS, J. J., GINÉS, J. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2007. *Geomorfologia litoral; Migjorn y Llevant de Mallorca*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm. 15, 234 pp.
- FORNÓS, J. J., GELABERT, B., GINÉS, A., GINÉS, J., TUCCIMEI, P. i VESICA, P. L. 2002a. Phreatic overgrowths on speleothems: a useful tool in structural geology in littoral karstic landscapes. The example of eastern Mallorca (Balearic islands). *Geodinámica Acta*, 15: 113-125.
- FORNÓS, J. J., BROMLLEY, R. G., CLEMENSEN, L. B. i RODRÍGUEZ-PEREA, A. 2002b. Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artiodactyla, Caprinae) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 277-313.
- FORNÓS, J. J., BALAGUER, P., GELABERT, B. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2005. Pleistocene formation, evolution, retreat rates and processes in carbonate coastal cliff (Mallorca Is., Western Mediterranean). *Journal of Coastal Research. Special Issue*, 49: 15-21.
- FUKUI, Y., NAKAMURA, M., SHIRAIISHI, H. i SASAKI, I. 1963. Hydraulic study on tsunami. *Coastal Engineering in Japan* 6, 67-82.
- FURLANI, S., PAPPALARDO, M. GÓMEZ-PUJOL, LI. i CHELLI, A. 2014. The rock coast of the Mediterranean and Black seas. *Geological Society, London, Memoirs* 2014, v.40; p 89-123.
- FURLANI, S., BIOLCHI, S., DEVOTO, S., SALIBA, D. i SCICCHITANO, G. 2011. Large boulders along the NE Maltese coast: tsunami or storm wave deposits? *Journal of Coastal Research*, 61(special issue, MCRR3–2010 Conference Proceedings), 470-470.
- GALVIN, C. J. 1972. Wave breaking in shallow water, in *Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport*, edited by R. E. Meyes, pp. 413-456. Academic Press, New York.
- GAYLORD, B. 1999. Detailing agents of physical disturbance: wave-induced velocities and accelerations on a rocky shore. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 239: 85-124.
- GELABERT, B., FORNÓS, J. J., PARDO, J. E., ROSSELLÓ, V. M. i SEGURA, F. S. 2005. Structural controlled drainage basin development in the South of Menorca island (Spain). *Geomorphology* 65; 139-155.
- GELFENBAUM, G. i JAFFE, B. 2003. Erosion and sedimentation from the 17 Huly, 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics* 160, 1969-1999.
- GENTILE, G., MASTRONUZZI, G. i SANSONO, P. 2003. Using boulders accumulations as tsunami indicators: an hydrodynamic approach. *GI2S Coast, Research Publications*, 4, 99-102.
- GERARDI, F., BARBANO, M. S., DE MARTINI, P. M. i PANTOSTI, D. 2008. Discrimination of tsunami source (earthquake vs. landslide) on the basis of historical data in eastern Sicily and Southern Calabria. *B. Seismol. Soc. Am.*, 98 (6): 2795-2805.
- GERSONDE, R., DEUTSCH, A. i IVANOV, B. A. 2002. Ocean Impacts: Mechanisms and Environmental Perturbations. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49, 951-1169.
- GIENKO G. A. i TERRY, J. P. 2014. Three- dimensional modeling of coastal boulders using multi-

view image measurements. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 853–864.

- GINÉNEZ, J. 2001. La fracturació miocena al SE de Mallorca i la seva influència en l'evolució morfològica. A: Pons, G. X. (Ed.). *III Jornades del Medi Ambient de les Illes Balears*: 98-99. Palma de Mallorca.
- GINÉNEZ, J., FORNÓS, J. J. i GELABERT, B. 2002. Análisis de la fracturación de los materiales calcáreos neógenos de la costa sudoriental de Mallorca. *Geogaceta*, 31, 91-94.
- GINÉNEZ, J., GELABERT B. i SÀBAT, F. 2007. El relieve de las islas Baleares. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 2007 (15.2) 175-184.
- GINARD, A., CRESPI, D. i VICENS, D. 2008a. Les coves litorals de Lluçmajor (Mallorca): geomorfologia i Quaternari. In: Pons, G. X. (Ed.). *V Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears. 48 pp.
- GINARD, A., VICENS, D., CRESPI, D., VADELL, M., BOVER, P., BALAGUER, P. i GRÀCIA, F. 2008b. Coves litorals, geomorfologia i jaciments del Quaternari de la Marina de Lluçmajor. Zona 1: la franja costanera entre es Racó des Llobets i cala Esglesieta (1a part). Lluçmajor, Illa de Mallorca. *Endins*, 32: 81-104.
- GINÉS, A. i GINÉS, J. 1995. El carst i les coves de Mallorca, Karst and caves in Mallorca. International Symposium on Karren Landforms. *Endins*, Federació Balear d'Espeleologia, núm. 20.
- GINÉS, À., GINÉS, J., GÓMEZ-PUJOL, LI., ONAC, B. P. i FORNÓS, J. J. 2012. Mallorca: a Mediterranean Benchmark for Quaternary Studies. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm. 14, 324 pp.
- GINÉS, J. 2000. *El karst litoral en el levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesi Doctoral inédita. Departament Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. i GINÉS, A. 1993. Dataciones isotópicas de espelotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca. *Endins*, 19: 9-15. Palma de Mallorca.
- GOFF, J., CHAGUÉ-GOFF, C. i NICHOL, S. 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology* 143, 1-6.
- GOFF, J., DUDLEY, W. C., DEMAINTENON, M. J., CAIN, G. i CONEY, J. P. 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii. *Marine Geology*, 226, 65-79.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. 1999. Sedimentologia i evolució geomorfològica quaternària des Caló (Betlem, Artà, Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 42: 107-124.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. 2006. *Patrons, taxes i formes d'erosió a les costes rocoses carbonatades de Mallorca*. Tesi doctoral. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears. 200 pp.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. i FORNÓS, J. J. 2001. Les microformes de meteorització del litoral calcari de Mallorca: Aproximació a la seva sistematització. *Endins*, 24: 169-185. Palma de Mallorca.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. i FORNÓS, J. J. 2004. Forma, procesos y zonación en el lapiaz –karren- litoral del sur de Menorca, 2: observaciones mediante microscopía electrónica de barrido (SEM). In: Benito, G. i Díez Herrero, A. (Eds.). *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*: 357-364. Sociedad Española de Geomorfología – Centro superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. i FORNÓS, J. J. 2004. Tasas de meteorización química en la costa carbonatada de Mallorca. Evaluación preliminar mediante tests de exposición (weight-loss rock

- tablets). En: Blanco, R., Bedoya, J., Pérez-Alberti, A. (Eds.). *Procesos geomorfológicos y evolución costera*. SPUSC, Santiago de Compostela. Comunicaciones, 401-410.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. i FORNÓS, J. J. 2007. *Investigaciones recientes (2005-2007) en geomorfología litoral*. Monogràfic de la Societat d'Història Natural de les Illes Balears, Palma de Mallorca. 224 pp.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. i PONS, G. X. 2007. La geomorfología litoral de Mallorca cuarenta y cinco años después. En: Fornós, J. J., Ginés, J. i Gómez-Pujol, LI. (Eds.). *Geomorfología litoral. Migjorn y Llevant de Mallorca*. Monografía de la Societat d'Història Natural de les Illes Balears, 15. 17-38 pp.
- GÓMEZ-PUJOL, LI. i ROIG-MUNAR, F. X. 2013. Acumulaciones de grandes bloques en las crestas de los acantilados del sur de Menorca (Illes Balears): observaciones preliminares. *Geo-Temas*, 14: 71-74.
- GÓMEZ-PUJOL, L., BALAGUER, P. i FORNÓS, J. J. 2002. Meteorización del patrimonio histórico en ambientes costeros marinos: el caso de la Torre d'en Beu (Santanyí, Mallorca). En: Serrano, E. et al., Eds.). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología*. PUV, Valladolid. Comunicaciones: 403-413.
- GÓMEZ-PUJOL, LI., FORNÓS, J. J. i POMAR, F. 2011. *El karren litoral a les illes Balears*. Endins, 35 . Monografies Societat Història Natural de les Balears, 17: 69-84.
- GÓMEZ-PUJOL, LI., GELABERT, B., FORNÓS, J. J., PARDO, J. E., ROSSELLÓ, V. M., SEGURA, F. i ONAC, B. P. 2013. Structural control on the presence and character of calas: observations from Balearic Islands limestone rock coast macroforms. *Geomorphology*, 194, 1-15.
- GOMIS, D., MONSERRAT, S. i TINTORÉ, J. 1993. Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands. *Journal of Geophysical Research*, 98, 14437-14445.
- GONZÁLEZ-DÍEZ, A., FERNÁNDEZ-MAROTO, G., DOUGHTY, M. W., REMONDO, J., BRUSCHI, V. M., BONACHEA, J., DÍAZ DE TERÁN, J. R., MARTÍNEZ-CEDRÚN, P., RIVAS, V., FLOR, G., SERRANO, E., GUTIERREZ-SANTOLALLA, F., BENITO, G., DESIR, G., LÓPEZ, J., ROMERO, M. A., BATALLA, R., GRACÍA-PRIETO, F. J., FLOR-BLANCO, G., GARZÓN, G., CARDENAL, J., VILAPLANA, J. M., COROMINAS, J., DÍAZ-MARTÍNEZ, E., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M. i GUERRA, J. C. 2012. *Avances de la geomorfología en España 2010-2012*. Sociedad Española de Geomorfología, Universidad de Santander, 690 pp.
- GOTO, K., OKADA, K. i IMAMURA, F. 2009a. Characteristics and hydrodynamics of boulders transported by storm waves at Kudaka Island, Japan. *Marine Geology* 262, 14-24.
- GOTO, K., OKADA, K. i IMAMURA, F. 2009b. Importance of the Initial Waveform and Coastal Profile for Tsunami Transport of Boulders. *Polish Journal of Environmental Studies* 18, 53-61.
- GOTO, K., KAWANA, T. i IMAMURA, F. 2010a. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Science Reviews* 102, 77-99.
- GOTO, K., OKADA, K. i IMAMURA, F. 2010c. Numerical analysis of boulder transport by the 200 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Marine Geology* 268, 97-105.
- GOTO, K., MIYAGI, K., KAWAMATA, H. i IMAMURA, F. 2010b. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology* 269, 34-45.
- GOTO, K., CHAVANICH, S. A., IMAMURA, F., KUNTHASAP, P., MATSUI, T., MINOURA, K., SUGAWARA, D. i YANAGISAWA, H. 2007a. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary*

Geology 202, 821-837.

- GOTO, K., SHINOZAKI, T., MINOURA, K., OKADA, K., SUGAWARA, D. i IMAMURA, F. 2010d. Distribution of boulders at Miyara Bay of Ishigaki Island, Japan: A flow characteristic indicator of tsunami and storm waves. *Island Arc* 19, 412-426.
- GOTO, K., MIYAGI, K., KAWANA, T., TAKAHASHI, J. i IMAMURA, F. 2011. Emplacement and movement of boulders by known storm waves — field evidence from the Okinawa Islands, Japan. *Marine Geology* 283, 66-78.
- GOTO, K., CHAGUÉ-GOFF, C., FUJINO, S., GOFF, J., JAFFE, B., NISHIMURA, Y., RICHMOND, B., SUGAWARA, D., SZCZUCIŃSKI, W., TAPPIN, D. R., WITTER, R. C. i YULIANTO, E. 2011. New insights of tsunami hazard from the 2011 Tohoku-oki event. *Marine Geology* 290, 46-50.
- GOUDIE, A. S. 2000. Experimental physical weathering. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.*, 120: 133-144.
- GOUDIE, A. S. i VILES, H. A. 1997. *Salt Weathering Hazards*. John Wiley & Sons, Chichester.
- GOUDIE, A. S. i VILES, H. A. 1999. The frequency and magnitude concept in relation to rock weathering. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. Bd.* 115: 175-189.
- GRÀCIA, F. i VICENS, D. 1998. Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. A: Fornós, J. J. (Ed.). *Aspectes geològics de les Balears*: 307-329. Universitat de les Illes Balears. Palma.
- GRÀCIA, F., CLAMOR, B., LANDRECH, R., VICENS, D. i WATKINSON, P. 2001. Evidències geomorfològiques dels canvis del nivell marí. A: Pons, G. X. i Guijarro, J. A. (Eds.). *El canvi climàtic: passat, present i futur*. Monografies Societat Història Natural de les Balears, 9: 91-119.
- GRÀCIA, F., GINÉS, J., PONS, G. X., GINARD, A. i VICENS, D. 2011. *El carst: patrimoni natural de les Illes Balears*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm. 17, 368 pp.
- GRAVINA, A., MASTRONUZZI, G. i SANSÒ, P. 2005. Historical and prehistorical evolution of the Fortore River coastal plain and the Lesina Lake area (Southern Italy). *Mediterraneé*, 1-2, 107-117.
- GUTSCHER, M. A., ROGER, J., BAPTISTA, M. A., MIRANDA, J. M. i TINTI, S. 2006. Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): New evidence from tsunami modelling of a locked subduction fault plane. *Geophysical Research Letters*, 33.
- HALL, A. M. 2011. Storm wave currents, boulder movement and shore platform development: a case study from East Lothian, Scotland. *Marine Geology* 283, 98-105.
- HALL, A. M., HANSOM, J. D. i JARVIS, J. 2008. Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands: The Grind of the Navir, Shetland, Scotland. *Marine Geology* 248, 28-46.
- HALL, A. M., HANSOM, J. i WILLIAMS, D. M. 2010. Wave-emplaced coarse debris and megaclasts in Ireland and Scotland: boulder transport in a high-energy litoral environment: a discussion. *Journal of Geology* 118, 699-704.
- HALL, A. M., HANSOM, J. D., WILLIAMS, D. M. i JARVIS, J. 2006. Distribution, geomorphology and lithofacies of cliff-top storm deposits: examples from the high-energy coasts of Scotland and Ireland. *Marine Geology*, 232, 131-155.
- HALL, K. i HALL, A. M. 1996. Weathering by wetting and drying: some experimental results. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 365-376.
- HANSOM, J. D. i HALL, A. M. 2009. Magnitude and frequency of extra-tropical North Atlantic

- cyclones: a chronology from cliff-top deposits. *Quaternary International* 195, 42-52.
- HANSOM, J. D., BARLTROP, N. D. i HALL, A. M. 2008. Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves, *Marine Geology*, 253, 36-50.
- HARBI, A., BENOUAR, D. i BENHALLOU, H. 2003a. "Re-appraisal of Seismicity and Seismotectonics in the North-Eastern Algeria, Part I: Review of Historical Seismicity". *Journal of Seismology*, Vol. 7, No. 1, pp. 115-136.
- HARBI, A., MAOUCHE, S. i BENHALLOU, H. 2003b. "Re-appraisal of Seismicity and Seismotectonics in the North-Eastern Algeria, Part II: 20th Century Seismicity and Seismotectonics Analysis". *Journal of Seismology*, Vol. 7, No. 2, pp. 221-234.
- HARDISTY, J. 1994. *Beach and nearshore sediment transport. Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 219-256.
- HEBERT, H. i ALASSET, P. J. 2003. The Tsunami Triggered by the 21 May 2003 Algiers Earthquake. *EMSC Newsletter, Centre Sismologique Euro-Méditerranéen*, Vol. 20, pp. 10-12.
- HENARES, J., LÓPEZ CASADO, C., SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, J. i PELÁEZ, J. A. 2003. Stress Fields in the Iberian-Maghrebi Region. *Journal of Seismology*, Vol. 7, No.1, pp. 65-78.
- HENNING, G., GINÉS, A., GINÉS, J. i POMAR, L. 1981. Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas subacuáticos mallorquines. *Endins*, 8: 91-93.
- HERNÁNDEZ CALVENTO, L., ALONSO, I., MANGAS, J. i YANES, A. 2005. *Tendencias actuales en geomorfología litoral*. Universidad de las Palmas de Gran Canaria, Gran Canaria. 289 pp.
- HERNÁNDEZ CALVENTO, L., RUIZ FLAÑO, P., ALONSO BILBAO, I., ALCÁNTARA CARRIÓ, J., PÉREZ-CHACÓN ESPINO, E. i SUÁREZ RODRÍGUEZ, C. 2003. Transformaciones inducidas por el desarrollo turístico en el campo de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). *GeoFocus*, 3: 127-142.
- HIBIYA, T. i KAJIURA, K. 1982. Origin of Abiki Phenomenon (Kind of Seiches) in Nagasaki Bay. *Journal of the oceanography society of Japan*, vol. 38, p. 172-182.
- HOFFMANN G, REICHERTER K, WIATR T, GRÜTZNER C, RAUSCH T. 2013. Block and boulder accumulations along the coastline between Fins and Sur (Sultanate of Oman): tsunamigenic remains? *Natural Hazards* 65: 851–873.
- HODZIC, M. 1979. Exceptional oscillations in the bay of Vela and Luka and Meteorological situation on the Adriatic. International School of Meteorology of the Mediterranean I Course, Italia.
- HORI, K., KUZUMOTO, R., HIROUCHI, D., UMITSU, M., JANJIRAWUTTİKUL, N. i PATANAKANOG, B. 2007. Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits: an example of two transects along the western coast of Thailand. *Marine Geology*, 239 (3-4), 163-172.
- IGLESIAS, O., 2015. Generación y propagación de tsunamis en el mar catalano-balear. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Inèdita, 247 pp.
- IGLESIAS, O., LASTRAS, G., CANALS, M., OLABARRIETA, M., GONZÁLEZ, M., ANIEL-QUIROGA, I., OTERO, L., DURÁN, R., AMBLAS, D., CASAMOR, J. L., TAHCHI, E., TINTI, S. i DE MOL, B. 2012. The BIG'95 Submarine Landslide-Generated Tsunami: A Numerical Simulation. *Journal of Geology*, Vol. 120, No. 1, pp. 31-48.
- IMAMURA, F., YOSHIDA, I. i MOORE, A. 2001. Numerical study on the 1771 Meiwa tsunami at

- Ishigaki Is., Okinawa and the movement of the tsunami stones. *Proceedings of Coastal Engineering, JSCE 48*, 346-350.
- IMAMURA, F., GOTO, K. i OHKUBO, S. 2008. A numerical model for the transport of a boulder by tsunami. *Journal of Geophysical Research*, 113, 7: 1-12.
- JACOBS, Z. 2008 (November). Luminescence chronologies for coastal and marine sediments. *Boreas*, Vol, 37, pp. 508-535.
- JOHANSON, M., MIGON, P. i OLVMO, M. 2001. Development of joint-controlled rock basins in Bohus granites, SW Sweden. *Geomorphology*, 40: 145-161.
- JONES, D. G. i WILLIAMS, A. T. 1991. Statistical analysis of factors influencing cliff erosion along a section of the West Wales coast, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 95-111.
- KAINA, C. L., GOMEZA, C. i MOGHADDAM, A. E. 2012. Comment on Reassessment of hydrodynamic equations: Minimum flow velocity to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis), by N. A. K. Nandasena, Paris, R. and Tanaka, N. [Marine Geology 281, 70-84]. *Marine Geology* 319-322; 75-76.
- KAY, R. i ALDER, J. 1999. *Coastal planing and management*. Spom Press, USA. 400 pp.
- KEATING, B. H. 2008. The 1946 Tsunami at Kahuku, NE Oahu, Hawaii. In: Wallendorf, L. Jones, C., Ewing, L. and Jaffe, B. (Eds.). *Solutions to Coastal Disasters 2008*. Am. Society of Civil Engineers, Reston, Va., p. 157-168.
- KEATING, B. H. i MCGUIRE, W. J. 2000. Island edifice failures and associated hazards. *Pure Appl. Geophys. (Special Issue: Landslide and Tsunamis)* 157, 899-955.
- KEATING, B. H., HELSLEY, C. E., WANINK, M. i WALKER, D. 2011. Tsunami Deposit Research: Fidelity of the Tsunami Record, Ephemeral Nature, Tsunami Deposits Characteristics, Remobilization of Sediment by Later Waves, and Boulder Movements. *The Tsunami Threat - Research and Technology*, 19; 389-342.
- KELLETAT, D. 1997. Mediterranean coastal biogeomorphology: processes, forms and sea levels indicators. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, 18: 209-225.
- KELLETAT, D. 2005. Neue Beobachtungen zu Paläo-Tsunami im Mittelmeergebiet, Mallorca und Bucht von Alanya, türkische Südküste. *Schriften des Arbeitskreises Landes-und Volkskunde Koblenz (ALV)* 4, 1-14.
- KELLETAT, D. 2008. Comments to Dawson, A.G. and Stewart, I. (2007), Tsunami deposits in the geological record (*Sedimentary Geology* 200, 166-183). *Sedimentary Geology*, 211, 87-91.
- KELLETAT, D. i SCHELLMANN, G. 2002. Tsunami in Cyprus field evidences and 14C dating results. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF, Supplement band*, 46 (1), 19-34.
- KELLETAT, D., SCHEFFERS, A. i SCHEFFERS, S. R. 2004. Holocene tsunami deposits on the Bahaman islands of Long Island and Eleuthera. *Annals os Geomorphology*, v. 48, p. 519-540.
- KELLETAT, D., SCHEFFERS, A., i SCHEFFERS, S. R. 2005a. Palaeo-tsunami Relics on the Southern and Central Antillean island Arc (Grenada, Sat. Lucia and Guadeloupe). *Journal of Coastal Research*, 21 (2): 263-273.
- KELLETAT, D., SCHEFFERS, A. i SCHEFFERS, S. 2005b. Tsunami – eine unterschätzte Naturgefahr? - *Geowissenschaftliche Mitteilungen*: 5-13.
- KELLETAT, D., WHELAN, F., BARTEL, P. i SCHEFFERS, A. 2005. New Tsunami evidences in Southern Spain Cabo de Trafalgar and Mallorca Island. In: Sanjaume E., Matheu J. F. (Eds.).

Geomorfologia Litoral I Quarternari, Homenatge al professor Vincenç M. Rosselló i Verger. Universitat de València, Spain, pp. 215-222.

- KEULEGAN, G. H. i PATTERSON, G. W. 1940. Mathematical theory of irrotational translation waves, *J. Res. Natl. Bur. Stand.*, 24, 47-101.
- KING, A. M. 1972. *Beaches and Coasts*. Arnold. London, pp 570.
- KNIGHT, J., BURNINGHAM, H. i BARRETT-MOLD, C. 2009. The geomorphology and controls on development of a boulder-strewn rock platform, NW Ireland. *Journal of Coastal Research SI-56*, 1646-1650.
- KOMAR, P. D. 1998. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice Hall. 546 pp.
- KORTEKAAS, S. i DAWSON, A. G. 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200, 208-221.
- LACOMBE, H. i TCHERNIA, P. 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. In: Stanley, J. D. (Ed.) *The Mediterranean sea*. Stroutsberg, Pennsylvania: Stanley Dowden, Hutchison and Ross: 25-36.
- LAHOUSSE, P. i PIERRE, G. 2003. The retreat of chalk cliffs at Cape Blanc-Nez (France): autopsy of a erosional crisis. *Journal of Coastal Research*, 19: 431-440.
- LARSON, M. i KRAUS, N. C. 1995. Predictions of cross-shore sediment transport at different spatial an temporal scales. *Marine geology*, 126: 111-127.
- LASTRAS, G., CANALS, M., URGELES, R., HUGHES-CLARKE, J. E. i ACOSTA, J. 2004b. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 51: 1-14.
- LASTRAS, G., CANALS, M., AMBLAS, D., FRIGOLA, J., URGELES, R., CALAFAT, A. M. i ACOSTA, J. 2007. Slope instability along the northeastern Iberian and Balearic continental margins. *Geologica Acta*, 5 (1): 35-47.
- LE PICHON, X., LALLEMANT, S. J., CHAMOT-ROOKE, N., LEMEURE, D. i PASCAL, G. 2002. "The Mediterranean Ridge Backstop and the Hellenic Nappes", *Marine Geology*, Vol. 186, No. 1-2, pp. 111-125.
- LEE, E. M. 2001. Living with natural hazards: the costs and management framework. In: Higgett, D. i Lee, E. M. (Eds.). *Geomorphological Processes and Landscape Change: Britain in the Last 1000 Years*. Blackwell, Oxford, 237-268.
- LEE, E. M. 2008. Coastal cliff behaviour: observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology* 101, 558-571.
- LEE, H. J., LOCAT, J., DESGAGNEÉS, P., PARSONS, J. F., MCADOO, B. G., ORANGE, D. L., PUIG, P., WONG, F. L., DARTNELL, P. i BOULANGER, E. 2007. Submarine mass movements on continental margins. In: Nittrouer, C. A., Austin, J. A., Field, M. E., Kravitz, J. H., Syvitski, J. P. M., and Wiberg, P. L. (Eds.). *Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*. Oxford, Wiley-Blackwell, Intl. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 37: 213-274.
- LEY, C., GALLEGO, J. B. i VIDAL, C. 2007. *Manual de restauración de dunas costeras*. Ministerio de Medio Ambiente, Dirección General de Costas, Madrid. 244 pp.
- LIONELLO, P. i SANNA, A. 2005. Mediterranean wave climate variability and its links with NAO and Indian Monsoon. *Climate Dynamics* 25(6): 611-623.
- LIONELLO, P., BHEND, J., BUZZI, A., DELLA-MARTA, P. M., KRICHAK, S., JANSA, A.,

- MAHERAS, P., SANNA, A., TRIGO, I. F. i TRIGO, R. 2006. Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment. In: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P. i Boscolo, R. (Eds.). *Mediterranean Climate Variability*, 324-372, Elsevier, Netherlands.
- LIU, P., CHO, Y. S., YOON, S. B. i SEO, S. N. 1994. Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii, Recent development. In: El-Sabh, M. I. (Ed.). *Tsunami Research*. Kluwer Academic Publishers, 99-115.
- LIU, P., CHO, Y. S., BRIGGS, M. J., SYNOLAKIS, C. E. i KANOGLU, U. 1995. Run-up of solitary waves on a Circular Island. *Journal of Fluid Mechanics* 302, 259-285.
- LIU, P., MONSERRAT, S., MARCOS, M. i RABINOVICH, A. B. 2004. Correction to "Coupling between two inlets: observation and modelling". *Journal of Geophysical Research*, 108, 1-10.
- LORANG, M. 2000. Predicting the threshold entrainment mass for a boulder. *Journal of Coastal Research* 16 (2), 432-445.
- LORANG, M. 2011. A wave-competence approach to distinguish between boulder and megaclast deposits due to stormwaves versus tsunamis. *Marine Geology* 283, 90-97.
- LUÍS-MIRONE, F. 2007. A multi-purpose tool for exploring grid data. *Computers & Geosciences*, 33, 31-41.
- ORFILA, A., ÁLVAREZ, A., TINTORÉ, J., JORDI, A. i BASTERRETXEA, G., 2005. Climate teleconnections at monthly time scales in the ligurian sea inferred from satellite. *Progress in Oceanography* 66, 157-170.
- MACINNES, B. T., BOURGEOIS, J., PINEGINA, T. i KRAVCHUNOVSKAYA, E. A. 2009a. Tsunami geomorphology: Erosion and deposition from the 15 November 2006 Kuril Island tsunami. *Geology*, 37, 995-998.
- MÁLVAREZ, G., NAVAS, F., GUISADO, P. i CARRERO, R. 2015. *VIII Jornadas de Geomorfología litoral*. Revista Geo-Temas, Vol 15.
- MAOUCHE, S., MORHANGE, C. i MEGHRAOUI, M. 2009. Large Boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the western Mediterranean. *Marine Geology*, 262, 96-104.
- MARAMAI, A., GRAZIANI, L. i TINTI, S. 2005a. Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): A review. *Marine Geology* 215, 11-21.
- MARAMAI, A., BRIZUELA, B. i GRAZIANI, L. 2014. The Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue. *ANNALS OF GEOPHYSICS*, 57, 4.
- MARAMAI, A., GRAZIANI, L., ALESSIO, G., BURRATO, P., COLINI, L., CUCCI, L., NAPPI, R., NARDI, A. i VILARDO, G. 2005b. Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. *Marine Geology* 215, 93-106.
- MARONE, F., VAN DER LEE, S. i GIARDINI, D. 2004. "Three-Dimensional Upper-Mantle S-Velocity Model for the Eurasia-Africa Plate Boundary Region". *Geophysical Journal International*, Vol. 158, No. 1, pp. 109-130.
- MARSICO, A., PIGNATELLI, C., PISCITELLI, A., MASTRONUZZI, G. i PENNETTA, L. 2009. Rilievo con laser scanner 3D di blocchi accumulati da eventi estremi in Italia meridionale. Atti 13° Conf. Naz. ASITA, Bari, 1- 4/12/2009, 1377-1385.
- MARTÍN-PRieto, J. A., ROIG-MUNAR, F. X. i RODRÍGUEZ-PEREA, A. 2008b. Análisis espacio-temporales (1956-2005) de la foredune de cala Mesquida (N. de Mallorca) mediante el usos de variables geoambientales y antrópicas. *Territoris*, 7: 175-191.

- MARTÍN-PRieto, J. A., ROIG-MUNAR, F. X., PONS, G. X. i RODRÍGUEZ-PEREA, A. 2008a. Análisis de las variaciones de la línea de costa en sistemas playa-duna de Menorca y de Mallorca (Illes Balears). In: Benavente, J. i Gracia, F.J. (Eds.). *Trabajos de Geomorfología en España, 2006–2008. X Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología-UCA, Cádiz.
- MARTÍN-PRieto, J. A., PONS, G. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., VILAPLANA, J. M. i GELABERT, B. 2013. Les enquestes a pescadors com a instrument per a detectar processos erosius al litoral rocallós de Menorca (Illes Balears). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 56: 199-208.
- MARTÍN SERRANO, A. 2004. *Mapa geomorfológico de España. Escala 1:50.000*. Guía para su elaboración. IGME. Madrid.
- MARTÍNEZ-SOLARES, J. M. 2001. *Los efectos en España del terremoto de Lisboa (1 de noviembre de 1755)*. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, 756 pp.
- MARTÍNEZ-SOLARES, J. M. i MEZCUA-RODRÍGUEZ, J. 2002. *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a. C.-1990)*. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, pp. 253.
- MASSEL, S. R. 1997. Prediction of the largest surface wave height in water of constant depth, in *Recent Advances in Marine Science and Technology*, edited by N. Saxena, 96, pp. 141-151, PACON International, Honolulu, USA.
- MASTRONUZZI, G. 2010. Tsunami in Mediterranean Sea. The Egyptian. *Journal of Environmental Change*, 2, 1-12.
- MASTRONUZZI, G. i SANSO, P. 2000. Boulders transport by catastrophic waves along the Ionian coast of Apulia (Southern Italy). *Marine Geology*, 170, 93-103.
- MASTRONUZZI, G. i SANSO, P. 2004. Large Boulder Accumulations by Extreme Waves along the Adriatic Coast of Southern Apulia (Italy). *Quaternary International*, 120, 173-184.
- MASTRONUZZI, G. i PIGNATELLI, C. 2012. The boulder berm of Punta Saguerra (Taranto, Italy): a morphological imprint of the Rossano Calabro tsunami of April 24, 1836?. *Earth Planets Space*, 64, 829-842.
- MASTRONUZZI, G. i PIGNATELLI, C. 2012. Deposit of the April 24, 1836 Rossano tsunami near Taranto, Italy. *Earth Planets Space*, 64, 829-842.
- MASTRONUZZI, G., PALMENTOLA, G. i SANSO, P. 2002. Lineamenti e dinamica della costa pugliese. *Studi Costieri*, 5, 9-22.
- MASTRONUZZI, G., PIGNATELLI, C. i SANSO, P. 2006. Boulder Fields: A Valuable Morphological Indicator of Paleotsunami in the Mediterranean Sea. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF Suppl.-Bd.*, 146, 173-194.
- MASTRONUZZI, G., PIGNATELLI, C., SANSO, P. i SELLERI, G. 2007. Boulder accumulations produced by the 20th February 1743 tsunami along the coast of SouthEastern Salento (Apulia region, Italy). *Marine Geology*, 242, 191-205.
- MATEOS, R. M. 1997. Análisis de los desprendimientos rocosos que afectan a la Cala de Banyalbufar. *Boletín Geológico y Minero. Vol 108 (2)*: 39-50. Madrid.
- MATEOS, R. M. 1998. Diversos aspectes geotècnics de la Serra de Tramuntana de Mallorca: riscs geològics associats. A: Fornós, J. J. (Ed.). *Aspectes geològics de les Balears*: 435-456. Palma de Mallorca.
- MATEOS, R. M. 2000. *Los movimientos de ladera en la Serra de Tramuntana (Mallorca)*.

- Caracterización geomecánica y análisis de peligrosidad*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inèdita. Madrid. II Vols. 300 pp.
- MATSUI, T., IMAMURA, F., TAJIKA, E., NAKANO, Y. i FUJISAWA, Y. 2002. Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous/Tertiary impact event. In: Koeberl, C. i Macleod, G. (Eds.). *"Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impact and Beyond"*. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 356, pp. 69-77.
- MAY, S. M., WILLERSHAUSER, T. i VÖTT, A. 2010. Boulder transport by high-energy wave events at Cap Bon (NE Tunisia). In: Schwarzer, K., Schrottke, K. i Stattegger, K. (Eds.). *From Brazil to Thailand – New Results in Coastal Research*. Coastline Reports, 16, 1-10.
- MCADOO, B. G., MINDER, J., MOORE, A. i RUFFMAN, A. 2003. Tsunami deposits from the 1929 Grand Banks earthquake and submarine landslide, Taylor's Bay, Newfoundland. *Geol. Soc. Am. Abst. Programs* 35, 82.
- MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMIR, C., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., KEKELIDZE, G., KING, R., KOTZEV, V., LENK, O., MAHMOUD, S., MISHIN, A., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSÖZ, M. N. i VEIS, G. 2000. "Global Positioning System Constraints on Plate Kinematics and Dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B3, pp. 5695-5720.
- MCELHINNY, M. W. i MCFADDEN, P. L. 2000. *Paleomagnetism, continents and Oceans*. Academic Press, International geophysics series, vol. 73, 386 pp.
- MCKENNA, J. 1990. *Morphodynamics and sediments of basalt shore platforms*. Unpubl. PhD thesis, University of Ulster, Coleraine, 2 vols, 348 and 234 pp.
- MEDINA, J. R., TINTORÉ, J. i DUARTE, C. 2001. Las praderas de Posidonia oceanica y la regeneración de playas. *Revista de Obras Públicas*, 3. 409: 31-43.
- MEGHRAOUI, M. i DOUMAZ, F. 1996. Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam (Algeria) fault-related fold. *Journal Geophysical Research* 101, 17617-7644.
- MILLER, W. R. i MASON, T. R. 1994. Erosional features of coastal beachrock and aeolianite outcrops in Natal and Zululand, South Africa. *Journal of Coastal Research*, 10: 374-394.
- MINOURA, K., IMAMURA, F., KURAN, U., NAKAMURA, T., PAPADOPOULOS, G. A., TAKAHASHI, T. i YALÇINER, C. 2000. Discovery of Minoan Tsunami Deposits. *Geology*, Vol. 28, No. 1, pp. 59-62.
- MOKRANE, A., AIT MESSAOUD, A., SEBAI, A., AYADI, A., BEZZEGHOUD, M. i BENHALLOU, H. 1994. *Les séismes en Algérie de 1365 a 1992*. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C. R. A. A. G., Alger-Bouzar'eah, 277 pp.
- MONACO, C. i TORTORICI, L. 2007. Active faulting and related tsunami in Eastern Sicily and South-Western Calabria. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata* 48 (2), 163-184.
- MONTOYA, I., RODRÍGUEZ, I. i SÁNCHEZ, M. J. 2011. *Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral*. Tarragona, Universidad Rey Juan, 174 pp.
- MONSERRAT, S., IBBETSON, A. i THORPE, A. J. 1991. Atmospheric Gravity Waves and the "Rissaga" Phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117, 553-570.
- MONSERRAT, S., RABINOVICH, A. B. i CASAS, B. 1998: On the Reconstruction of the Transfer

- Function for Atmospherically Generated Seiches. *Geophysical Research Letters*, 12, 2197-2200.
- MONSERRAT, S., VILIBIC, I. i RABINOVICH, A. B. 2006a. Meteotsunamis: Atmospherically Induced Destructive Ocean Waves in the Tsunami Frequency Band. *Natural Hazards Earth System Science*, vol. 6, p. 1035-1051.
- MONSERRAT, S., GOMIS, D., JANSÀ, A. i RABINOVICH, A. B. 2006b. The rissaga of 15 june 2006 in Ciutadella Harbour, Menorca Island, Spain. *Tsunami Newsletter*, vol, 38, núm. 2; 5-7.
- MOORE, J. G., CLAGUE, D. A., HOLCOMB, R. T., LUMAN, P., WNORMARK, W. R., i TORRESAN, M. E. 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94: 17465-17484.
- MORALES, J. A., CANTADO, M., RODRÍGUEZ, A. i DELGADO, I. 2009. *Nuevas contribuciones sobre geomorfología litoral*. Universidad de Huelva, Huelva. 152 pp.
- MORANO-BÜCHNER, C. i ARAVENA, J. C. 2013. Lichenometric analysis using genus *Rhizocarpon*, section *Rhizocarpon* (Lecanorales: Rhizocarpaceae) at Mount San Lorenzo, southern Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 86: 465-473.
- MOREL, J. L. i MEGHRAOUI, M. 1996. The Goringe-Alboran-Tell (GALTEL) tectonic zone, a transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24, 755-758.
- MORHANGE, C., MARRINER, N. i PIRAZZOLI, P. A. 2006b. Evidence of Late-Holocene tsunami events in Lebanon. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 146 (suppl.), 81-95.
- MORHANGE, C., PIRAZZOLI, P. A., MARRINER, N., MONTAGGIONI, L. F. i NAMMOUR, T. 2006a. Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 230, 99-114.
- MORTON, R. A., RICHMOND, B. M., JAFFE, B. E. i GELFENBAUM, G. 2006. *Reconnaissance investigation of Caribbean extreme wave deposits - Preliminary observations, interpretations, and research directions*. Open File Report 1293, USGS., 46 pp.
- MORTON, R. A., RICHMOND, B. M., JAFFE, B. E. i GELFENBAUM, G. 2008. Coarse-clast ridge complexes of the Caribbean: a preliminary basis for distinguishing tsunami and storm-wave origins. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 624-637.
- MOSES, C. A. i SMITH, B. J. 1994. Limestone weathering in the supra-tidal zone: An exemple from mallorca. In: Robinson, D. and Williams, R.G.B (Eds.). *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley i Sons Ltd: 433-451.
- NANDASENA, N. A. K. i TANAKA, N. 2013. Boulder transport by high-energy (tsunamis): model development for threshold entrainment and transport. Research Report of Department of Civil and Environmental Engineering, Saitama Univ., Vol 39, 1-12.
- NANDASENA, N. A. K., PARIS, R. i TANAKA, N. 2011. Reassessment of hydrodynamic equations to initiate boulder transport by high energy events (storms, tsunamis). *Marine Geology* 281:70-84.
- NAYLOR, L. A. i STEPHENSON, W. J. 2010. On the role of discontinuities in mediating shore platform erosion. *Geomorphology* 114 (1-2), 89-100.
- NAYLOR, L. A., VILES, H. A. i CARTER, E. A. 2002. Biogeomorphology revisited: looking towards the future. *Geomorphology*, 47: 3-14.
- NAYLOR, L. A., STEPHENSON, W. J. i TRENHAILE, A. S. 2010. Rock coast geomorphology: recent advances and future research directions. *Geomorphology* 114, 3-11.
- NELSON, D. E., CROMBÉ, P., BRONK RAMSEY, C., SCOTT, E. M., VAN DER PLICHT, J. i

- HEDGES, R. E. M. 1999. What's in a 14C date. In Evin, J., Oberlin, C., Daugas, J. P. i Salles, J. F. (Eds.). *3rd International Symposium 14C and Archaeology. Mémoires de la Société Préhistorique Française 26/ Supplément de la Revue d'Archéométrie*: 433-448.
- NEVES, M. 2008. Anthropogenic modifications in the erosional rhythm of a coastal cliff. Rocha do Gronho (western coast of Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 34, 299-312.
- NGDC (2008). National Geophysical Data Center, Tsunami event database. www.ngdc.noaa.gov (Consultat dia 14 d'abril de 2014).
- NIELSEN, P. 1992. *Coastal bottom boundary layers and sediment transport*. Advanced series on ocean Engineering, 4. World Scientific Publishing Company, Singapore. 324 pp.
- NISHIMURA, Y. i MIYAJI, N. 1995. Tsunami deposits from the 1993 Southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, Northern Japan. *Pure and Applied Geophysics* 144, 719-733.
- NOJI, M., IMAMURA, N. i SHUTO, N. 1985. Numerical simulation of movement of large rocks transported by tsunamis. Proceedings of the IUGG/IOC International Tsunami Symposium, Wakayama, Japan, pp. 189-197.
- NOLLER, J. S., ZOMENI, Z. i PANAYIDES, I. 2005. Report on the preliminary assessment of tsunami hazard in Cyprus. Reports of the Geological Survey of Cyprus.
- NOORMETS, R., FELTON, E. A. i CROOK, K. A. W. 2002. Sedimentology of rocky shorelines: 2. Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii-origins and history. *Sedimentary Geology* 150, 31-45.
- NOORMETS, R., CROOK, K. A. W. i FELTON, E. A. 2004. Sedimentology of rocky shorelines: 3. Hydrodynamics of megaclast emplacement and transport on a shore platform, Oahu, Hawaii. *Sedimentary Geology* 172, 41-65.
- NOTT, J. 1997. Extremely high-energy wave deposits inside the Great Barrier Reef, Australia: determining the cause –tsunami or tropical cyclone. *Marine Geology* 141, 193-207.
- NOTT, J. 2003a. Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 269-276.
- NOTT, J. 2003b. Tsunami or storm waves? Determining the origin of a spectacular field of wave emplaced boulders using numerical storm surge and wave models and hydrodynamic transport equations. *Journal of Coastal Research* 19, 348-356.
- NOTT, J. 2004. The tsunami hypothesis – comparisons of the field evidence against the effects, on the Western Australian coast, of some of the most powerful storms on Earth. *Marine Geology* 208, 1-12.
- NOZAL, F., MONTES, M., DÍAZ DE NEIRA, J. A., SEVILLANO, A. i RODRÍGUEZ-GARCIA, A. 2015. Cartografía geomorfològica en el Dominio Público Marítimo-Terrestre. *Revista Geo-Temas*, Vol 15; 121-124.
- OBRADOR, A. 1972. *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales miocénicos de la isla de Menorca*. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona.
- OLIVEIRA, M. A., ANDRADE, C., FREITAS, M. C., COSTA, P., TABORDA, R., JANARDO, C. i NEVES, R. 2011. Transport of large boulders quarried from shore platforms of the Portuguese west coast. *Journal of Coastal Research SI* 64: 1871-1875.
- OUYED, M., MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A., FRECHET, J., GAULON, R., HATZFELD, D. i PHILIP, H. 1981. Seismotectonics of the El-Asnam earthquake. *Nature* 292, 26-31.

- PALMER, M., VILLANUEVA, G., PONS, G. X., FORNÓS, J. J., BALAGUER P., VIDAL, M. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2001. Primeres estimes a les Balears de la taxa de bioerosió (g m⁻² any⁻¹) del litoral rocós: Descripció de l'estratègia general d'anàlisi de dades. A: Pons, G. X. (Ed.). *III Jornades del Medi Ambient de les Illes Balears*: 76. Palma de Mallorca.
- PAPADOPOULOS, G. A. 2002. "Tsunamis in the East Mediterranean: A Catalogue for the Area of Greece and Adjacent Seas". In *Proceedings of Joint IOC-IUGG International Workshop on Tsunami Risk Assessment beyond 2000: Theory, Practice and Plans*. Moscow, Russia, pp. 34-42.
- PAPADOPOULOS, G. A. 2003a. "Quantification of Tsunamis: A Review". In: Yalciner, A. C., Pelinovsky, E. N., Okal, E. and Synolakis, C. E. (Eds.). *Submarine Landslides and Tsunamis*. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Istanbul, Turkey, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands pp. 285-291.
- PAPADOPOULOS, G. A. i IMAMURA, F. 2001. A proposal for a new tsunami intensity scale. Proc. of the International Tsunami Symposium 2001, n. 5-1, pp. 569-577.
- PAPADOPOULOS, G. A., IMAMURA, F., MINOURA, K., TAKAHASHI, T., KARAKATSANIS, S., FOKAEFS, A., ORFANOIANNAKI, K., DASKALAKI, E. i DIAKOGIANNI, G. 2005. The 9 July 1956 large tsunami in the South Aegean sea: compilation of a data basis and re-evaluation. Proceeding 22nd IUGG International tsunami Symposium, Chania, Crete, pp.173-180.
- PAPAZACHOS, B. C. 1996. "Large Seismic Faults in the Hellenic Arc". *Annali di Geofisica*, Vol. 39, pp. 891-903.
- PAPAZACHOS, B. C., PAPAIOANNOU, C. A., PAPAZACHOS, C. B. i SAVVAIDIS, A. S. 1999. Rupture Zones in the Aegean Region. *Tectonophysics*, Vol. 308, No. 1, pp. 205-221.
- PAPAZACHOS, B. C., KARAKOSTAS, V. G., PAPAZACHOS, C. B. i SCORDILIS, E. M. 2000a. The Geometry of the Wadati-Benioff Zone and Lithospheric Kinematics in the Hellenic Arc. *Tectonophysics*, Vol. 319, No. 4, pp. 275-300.
- PARDO, J. E. i ROSSELLÓ, V. M. 2001. El medio litoral en una perspectiva geográfica y aplicada. En: Pérez-Alerti et al. (Eds.). *Los espacios litorales y emergentes: lectura geográfica*. XV Congreso de Geógrafos Españoles: 15-37. Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela.
- PARDO, J. E. i PALOMAR VÁZQUEZ, J. 2002. Análisis geomorfológico de áreas cársticas mediante Modelos Digitales del Terreno: el caso de los barrancos del Migjorn de Menorca. *Actas de la III Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, tomo 3, pp: 379-383.
- PARDO, J. E., RODRÍGUEZ-PEREA, A., FORNÓS, J. J., GARCÍA, F. i SERVERA, T. 1997. Caracterización de los fondos de las calas y los barrancos menorquines mediante sondeos eléctricos. *Dinámica Litoral Interior: Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles*, 1: 191-203.
- PARIS, R., NAYLOR, L. i STEPHENSON, W. 2011. Boulders as a signature of storms on rock coasts. *Marine Geology*, 283: 1-11.
- PARIS, R., WASSMER, P., SARTOHADI, J., LAVIGNE, F., BARTHOMEUF, B., DESGAGES, E., GRANCHER, D., BAUMERT, P., VAUTIER, F., BRUNSTEIN, D. i GÓMEZ, C. 2009. Tsunamis as geomorphic crises: lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, 104, 59-72.
- PARIS, R., FOURNIER, J., POIZOT, E., ETIENNE, S., MORIN, J., LAVIGNE, F. i WASSMER, P. 2010. Boulder and fine sediment transport and deposition by the 2004 tsunami in Lhok Nga (western Banda Aceh, Sumatra, Indonesia): a coupled offshore onshore model. *Marine Geology* 268, 43-54.

- PARIS, R., WASSMER, P., ROGER, J. i LOEVENBRUCK, A. 2010. Tsunami deposits in the Balearic Islands (Western Mediterranean) and implications for hazard assessment. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU/2010-1896.
- PENA, J. M. 2007. *Guía técnica de estudios litorales. Manual de costas*. Colegio de ingenieros de caminos, canales y puertos, Madrid. 654 pp.
- PENCK, A. 1894. *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn. Stuttgart. 2 volums.
- PEÑA, C. 1989. Los efectos de los puertos deportivos sobre la estabilidad de playas mediterráneas. *Revista de Obras Publicas*, 11: 98-105.
- PEÑA MONÉ, J. L. 1997. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma, Zaragoza, pp 227.
- PEREGRINE, D. H. 2003. Water-wave impact on walls. *Annual Review of Fluid Mechanics* 35, 23-43.
- PÉREZ-ALBERTI, A. i LÓPEZ-BEDOYA, J. 2006. *Geomorfología y Territorio: Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 525 pp.
- PÉREZ-ALBERTI, A. i TRENHAILE, A. S. 2015. An initial evaluation of drone-based monitoring of boulder beaches in Galicia, north-western Spain. *Earth Surface Processes and Landforms Volume 40, Issue 1*, pp 105-111.
- PÉREZ-ALBERTI, A. i TRENHAILE, A. S. 2015. Clast mobility within boulder beaches over two winters in Galicia, northwestern Spain. *Geomorphology* 248, 411-426.
- PÉREZ-ALBERTI, A., TRENHAILE, A. S., PIRES, A., LÓPEZ BEDOYA, J., CHAMINE H. I. i GOMES, A. 2012. The effect of boulders on shore platform development and A morphology in Galicia, north west Spain. *Continental Shelf Research*, 48, 122-137.
- PÉREZ-ALBERTI, A., PIRES, A., FREITAS, L., RODRIGUES, C. i CHAMINÉ, H. I. 2013. Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. *Maritime Engineering*, 166, 125-144.
- PÉREZ-LÓPEZ, R., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J. i RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A. 2012a. Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE de España). *Boletín Geológico y Minero*, 123 (4): 473-485.
- PÉREZ-LÓPEZ, R., MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A. i MARTÍN-GONZÁLEZ, F. 2012b. Análisis de sismicidad histórica en Lorca mediante liquenometría aplicada a bloques: los terremotos de 1579 ad, 1674ad y 2011. *Geo-Temas*, vol. 13, pp. 470.
- PÉREZ-TORRADO, F. J., PARIS, R., CABRERA, M. C., SCHNEIDER, J. L., WASSMER, P., CARRACEDO, J., RODRÍGUEZ, C., SANTANA, A. i SANTANA, F. 2006. The Agaete tsunami deposits (Gran Canaria): evidence of tsunamis related to flank collapses in the Canary Islands. *Marine Geology* 227, 137-149.
- PERIÁÑEZ, R. i ABRIL, J. M. 2013. Modeling tsunami propagation in the Iberia–Africa plate boundary: Historical events, regional exposure and the case-study of the former Gulf of Tartessos. *Journal of Marine Systems* 111-112: 223-234.
- PETHICK, J. 1984. *An introduction to coastal Geomorphology*. Arnold. London. 260 pp.
- PETROFF, C. M., MOORE, A. L., i ÁRNASON, H. 2001. *Particle advection by turbulent bores-orientation effects*. ITS Proceedings, 897-904. (Session 7, Number 7-23).

- PHANTUWONGRAJ, S. i CHOOWONG, M. 2012. Tsunamis versus storm deposits from Thailand. *Natural Hazards*, 63: 31-50.
- PIGNATELLI, C., SANZO, P. i MASTRONUZZI, G. 2009. Evaluation of tsunami flooding using geomorphologic evidence. *Marine Geology*, 260, 6-18.
- PIGNATELLI, C., FERILLI, S., CAPOLONGO, D., MARSICO, A., MILELLA, M., PENNETTA, L., PISCITELLI, A. i MASTRONUZZI, G. 2010. Morphological evidences and computer science techniques in order to evaluate tsunami inundation limit. *Rivista Italiana Di Telerilevamento* 42, 129-142.
- PIRAZZOLI, P. A., STIROS, S. C., FONTUGNE, M. i ARNOLD, M. 2004. Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). *Marine Geology*, 212, 35-44.
- POMAR, F., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI. i DEL VALLE, L. 2012. Microformas de erosión por cianobacterias en rocas carbonatadas litorales y su relación con parámetros ambientales (Mallorca, Mediterráneo occidental). En: González, A. (Coord.) *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Santander, 17-20 septiembre de 2012. Ed. PubliCan. Universidad de Cantabria: 690 pp.
- POMAR, F., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI. i DEL VALLE, L. 2013a. El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (Norte de Menorca, Illes Balears): un modelo de interacción eólica y aluvial. *Actas VII Jornadas de Geomorfología Litoral*, Oviedo, *Geo-Temas* 14, 123-126.
- POMAR, F., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI. i DEL VALLE, L. 2013b. Noves aportacions sobre la interferència entre dunes costaneres i ventalls al·luvials durant el Pleistocè superior: l'exemple del ventall al·luvial del Caló (Artà, Mallorca, Illes Balears). A: Pons, G. X., Ginard, A., i Vicens, D. (Eds.). *VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears. 486 pp. Palma de Mallorca. pp: 86-89.
- POMAR, F., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI. i DEL VALLE, L. 2014. Condicionantes litológicos y estructurales en depósitos de abanico aluvial: caracterización de procesos mediante morfoscopia de clastos. En: Schnabel, S. i Gómez Gutiérrez, A. (Eds.) *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014. XIII Reunión Nacional de Geomorfología*, Cáceres 2014, 592-595.
- POMAR, F., DEL VALLE, L., FORNÓS, J. J. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2015. Registro sedimentario litoral del Pleistoceno en las Islas Baleares (Mediterraneo occidental): implicaciones paleoclimáticas. *VIII Jornadas de Geomorfología Litoral*. *Geo-Temas*, Vol. 15, 65- 68.
- POMAR, LI., OBRADOR, A. i WESTPHAL, H. 2002. Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49, 139-169.
- POMAR, LI., WESTPHAL, H. i OBRADOR, A. 2004. Oriented calcite concretions in Upper Miocene carbonate rocks of Menorca, Spain: evidence for fluid flow through a heterogeneous porous system. *Geologica Acta*, Vol.2, N°4, 271-284.
- PONDRELLI, S., MORELLI, A., EKSTRÖM, G., MAZZA, G., BOSCHI, E. i DZIEWONSKI, A. M. 2002. European–Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997–2000. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 130, 71-101.
- PONS, G. X. 2001. *III Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, 321 pp.
- PONS, G. X. 2004. *IV Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, 343 pp.

- PONS, G. X. 2008. *V Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, 467 pp.
- PONS, G. X. i VICENS, D. 2007. *Geomorfologia litoral i Quaternari. Homenatge a Joan Cuerda* Barceló. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm. 14, 324 pp.
- PONS, G. X. i GÓMEZ-PUJOL, LI. 2003. Introducción al medio físico de Menorca. A: Rosselló, V. M., Fornós, J. J. i Gómez-Pujol, LI. (Eds.). *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. Monografies Societat Història Natural de les Balears, 10: 232 pp.
- PONS, G. X., GINARD, A. i VICENS, D. 2013. *VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, 485 pp.
- PONS, G. X., MARTÍN-PRIETO, J. A., ROIG-MUNAR, F. X., FRAGA, P., RODRÍGUEZ-PEREA, A., GELABERT, B. i MIR-GUAL, M. 2012. Los mantos eólicos de Menorca (Islas Baleares). Dins: González Díez, A. (Coord.). *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Santander Universidad de Cantabria, 367-370.
- PYE, K. i TSOAR, H. 1990. *Aeolian sand and sand dunes*. Hyman, London. 396 pp.
- RABINOVICH, A. B. i MONSERRAT, S. 1996. Meteorological Tsunami Near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and Statistical Analysis. *Natural Hazards*, vol. 13, Issue 1, p. 55-90.
- RABINOVICH, A. B. i MONSERRAT, S. 1998. Generation of Meteorological Tsunamis (Large Amplitude Seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Natural Hazards*, vol. 18, 27-55.
- RABINOVICH, A. B. i STEPHENSON, F. E. 2004. Longwave Measurements for the Coast of British Columbia and Improvements to the Tsunami Warning Capability. *Natural Hazards*, vol. 32, p. 313-343.
- RABINOVICH, A. B., MONSERRAT, S. i FINE, I. V. 1999: Numerical Modelling of Extreme Seiche Oscillations ("Rissaga Waves") in Vicinity of the Balearic Islands. *Oceanology*, vol. 39, 12-19.
- RAMSDEN, J. D. 1993. *Tsunamis: forces on a vertical wall caused by long waves, bores and surges on a dry bed*. Report No. KH-R-54 (PhD thesis). W. M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, Division of Engineering and Applied Science, California Institute of Technology, Pasadena, CA. 251 pp.
- RANGHEARD, Y. 1972. *Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)*. Mem. IGME 82, 340 pp.
- REGNAULD, H., OSZWALD, J., PLANCHON, O., PIGNATELLI, C., PISCITELLI, A., MASTRONUZZI, G. i AUDEVARD, A. 2010. Polygenetic (tsunami and storm) deposits? A case study from Ushant Island, western France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 54 (3): 197-217.
- REICHERTER, K. i HUBSCHER, C. 2007. Evidence for a seafloor rupture of the Carboneras Fault Zone (southern Spain): relation to the 1522 Almería earthquake? *Journal of Seismology* 11, 15-26.
- REIMER, P., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWEL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTE, C., HEATON, T. J., HOFFMANN, D. L., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MANNING, S. W., NIU, M., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SCOTT, E. M., SOUTHON, J. R., STAFF, R. A., TURNEY, C. S. M. i VAN DER PLICHT, J. 2013. Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4):1869-1887.
- REVELLA, R. i EMERY, K.O. 1957. Chemical erosion of Beach rock and exposed reef rock. *US*

Geological Survey Professional Paper, 260T: 699-709.

- RICHMOND, B. M. i MORTON, R. A. 2007. Coral-gravel storm ridges: examples from the tropical Pacific and Caribbean. In: Kraus, N. C. i Rosati, J. D. (Eds.) *Coastal Sediments'07: Proceedings of the sixth international symposium on coastal engineering and science of coastal sediment processes*, New Orleans, Louisiana, 13-17 May 2007, pp 572-583.
- RICHTER, D. 2007. Advantages and Limitations of Thermoluminescence Dating of Heated Flint from Paleolithic Sites. *Geoarchaeology: An International Journal*, Vol. 22, No. 6, 671-683.
- RIDENTE, D., FRACASSI, U., DI BUCCI, D., TRINCARDI, F. i VALENSISE, G. 2008. Middle Pleistocene to Holocene activity of the Gondola fault zone (Southern Adriatic foreland): deformation of a regional shear zone and seismotectonic implications. In: Caputo R., Pavlides S. (Eds.). *Earthquakes Geology: methods and application*. Tectonophysics.
- ROBINSON, E., KHAN, S., ROWE, D. A. i COTON, R. 2008. Size of boulders moved and emplaced by recent hurricanes, Jamaica. In: Mastronuzzi, G., Pignatelli, P., Sansó, P., Milella, M. i Selleri, G. (Eds.). *Abstract volume of the 2nd International Tsunami Field Symposium, Ostuni (Italy) and Ionian Islands (Greece), 22-28 September 2008*. GIS Coast Research Publication 6, 135-138.
- ROBLEDO, P. A. 2005. *Los Paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas del Mioceno superior de Mallorca: análisis geográfico, genético, geológico y evolutivo*. Tesis doctoral inédita, Departament Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears, 303 pp.
- ROBLEDO, P. A. i POMAR, L. 2000. Las estructuras de colapso kársico en el Mioceno superior de Mallorca; Modelo genético. *Geo-Temas*, v.1: 267-273.
- ROBLEDO, P. A., POMAR, L. i DURÁN, J. J. 2002. Relación entre la frecuencia de las fluctuaciones del nivel del mar durante el Mioceno superior y la ocurrencia y distribución de las estructuras de paleocolapso cársico en la plataforma carbonática del levante de Mallorca (España). In: Carrasco, F., Durán, J. J. i Andreo, B. (Eds.) *Karst and Environment*. 409-418.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. 1998. *Ventalls al.luvials i sistemes dunars a Betlem (Artà, Mallorca)*. A: Fornós, J. J. (Ed.). *Aspectes geomorfològics de les Balears*: 169-189. Palma de Mallorca.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A., SERVERA, J. i MARTÍN-PRIETO, J. A. 2000. *Alternatives a la dependència de les platges de les Balears de la regeneració artificial: Informe METADONA*. Col·lecció Pedagogia Ambiental,10. Universitat de les Illes Balears. 110 pp.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A., PONS, G. X., ROIG-MUNAR, F. X., MARTÍN-PRIETO, J. A., MIR-GUAL, M. i CABRERA, J. A. 2012. *La gestión integrada de playas y dunas: experiencias en Latinoamérica y Europa*. Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 19; 402 pp.
- ROGER, J. i HÉBERT, H. 2008. The 1856 Djielli (Algeria) earthquake and tsunami source parameters and implications for tsunami hazard in the Balearic Islands. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 721-731.
- ROIG-MUNAR, F. X. 2010. *Aplicació de criteris geomorfològics en la gestió dels sistemes litorals arenosos de les Illes Balears*. Tesis doctoral, inédita. Departament de Ciències de la Terra, Universitat de les Illes Balears 366 pp.
- ROIG-MUNAR, F. X., MARTÍN-PRIETO, J. A. i FRAGA, P. 2007. Descripció del sistema dunar de Cala en Carbó (NW Menorca, Illes Balears). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 50; 77-85.
- ROIG-MUNAR, F. X., PONS, G. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A. i MARTÍN-PRIETO, J. A. 2008.

- Cuantificación de la microerosión antrópica como factor significativo en playas arenosas y acantilados asociados (el caso de Menorca, I. Baleares). En: *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*, pp 327-330.
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A. i PONS, G. X. 2009. Soft Management of Beach-Dune Systems as a Tool for their Sustainability. *Journal Coastal Research*, SI 56: 1284-1288.
- ROIG-MUNAR, F. X., MARTÍN-PRÍETO, J. A., RODRÍGUEZ-PEREA, A., PONS, G. X., VILAPLANA, J. M. i GELABERT, B. 2013a. Processos erosius als penya-segats de la Mola de Maó, Menorca. *VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears (2013)*. Ed Pons. G. X., pp 72-74.
- ROIG-MUNAR, F. X., MARTÍN-PRÍETO, J. A., RODRÍGUEZ-PEREA, A., PONS, G. X., i MIR-GUAL, M. 2013b. Morfogènesi i dinàmica de la platja des Codolar (Eivissa, Illes Balears). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 55: 47-62.
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A., VILAPLANA, J. M., GELABERT, B., PONS, G. X. i MIR-GUAL, M. 2013c. Presència de blocs acumulats a terrasses i penya-segats marins a les illes de Menorca i Mallorca: tsunamis o tempestes?. *VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, pp 62-64.
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A., VILAPLANA, J. M., GELABERT, B., PONS, G. X. i MIR-GUAL, M. 2014a. Presencia de bloques de tsunamis en las costas rocosas del SE de Menorca (I. Baleares). En: Álvarez-Gómez, J. A. y Martín-González, F. (Eds.). *Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico*, pp. 125-128. Segunda Reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Lorca (Murcia, España).
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A., VILAPLANA, J. M., GELABERT, B., PONS, G. X. i MIR-GUAL, M. 2014b. Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del sur de Mallorca (I. Baleares). En: Álvarez-Gómez, J. A. y Martín-González, F. (Eds.). *Una aproximación multidisciplinar al estudio de las fallas activas, los terremotos y el riesgo sísmico*, pp.109-102. Segunda Reunión Ibérica sobre fallas activas y paleosismología, Lorca (Murcia, España).
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A., VILAPLANA, J. M., GELABERT, B., PONS, G. X. i MIR-GUAL, M. 2014c. Bloques sobre acantilados marinos en la isla de Menorca (illes Balears): tsunamis o tormentas? En: Schnabel, S. y Gómez-Gutierrez, A. (Eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, pp. 596-599.
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A., VILAPLANA, J. M., PONS, G. X., GELABERT, B. i MIR-GUAL, M. 2014d. Procesos gravitacionales en el promontorio de la Mola en Menorca (islas Baleares). En: Schnabel, S. y Gómez-Gutierrez, A. (Eds.) *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, pp. 380-383.
- ROIG-MUNAR, F. X., RODRÍGUEZ-PEREA, A., MARTÍN-PRÍETO, J. A., VILAPLANA, J. M. i GELABERT, B. 2015. Morfometría de bloques de tsunami en las costas rocosas del Este de Mallorca (Islas Baleares). VIII Jornades de Geomorfología litoral, *Revista Geo-Temas*, Vol 15. MÁLVAREZ, G. et al. (Eds.), 229-232.
- ROSELL, J. i LLOMPART, C. 2002. *El naixement d'una illa Menorca. Guia de Geologia pràctica*. Ed. Institut Menorquí d'Estudis. 279 pp.
- ROSSELLÓ, V. M. 1962. *Mallorca, el sur y sureste*. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación de Palma de Mallorca. Palma 557 pp.

- ROSSELLÓ, V. M. 1975. El litoral de Mallorca, assaig de genètica i classificació. *Mayurqa*, 14: 5-19.
- ROSSELLÓ, V. M. 2003. Geomorfología general de Menorca. En: Rosselló, V. M., Fornós, J. J. i Gómez-Pujol, L. 2003. *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm 10, 49-64 pp.
- ROSSELLÓ, V. M. 2005. Cala, una mesoforma litoral: concepte, models i aproximació morfomètrica. *Cuadernos de Geografía*, 77: 1-18.
- ROSSELLÓ, V. M., FORNÓS, J. J. i GÓMEZ-PUJOL, L. 2003. *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm. 10, 225 pp.
- ROSSELLÓ, V. M., FORNÓS, J. J., FUMANAL, P., PARDO, J. E. i RODRÍGUEZ-PEREA, A. 1997. Elementos morfogenéticos de las calas y barrancos del Sur de Menorca. *Dinámica Litoral Interior. Actas XV Congreso de Geógrafos Españoles, Vol. 1*: 245-256. Santiago de Compostela.
- ROSSELLÓ, V. M., FORNÓS, J. J., GELABERT, B., GIMÉMEZ, J., GINÉS, J., PARDO, J. i SEGURA, F. 2002. *El papel del karst en el macromodelado litoral: el ejemplo de las calas de las Islas Baleares*. En: Carrasco, F., Durán, J. J. i Andreo, B. (Eds.). *Karst and Environment*: 329-335.
- SÀBAT, F. 1986. *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 128 p.
- SÀBAT, F., MUÑOZ, J. A. i SANTANACH, P. 1988. Transversal and oblique structures at the Serres de Llevant thrust belt (Mallorca Island). *Geologisches Rundschau*, 77, 529-538.
- SAHAL, A., ROGER, J. i ALLGEYER, S. 2009. The tsunami triggered by the 21 May 2003 Boumerdès-Zemmouri (Algeria) earthquake: field investigations on the French Mediterranean coast and tsunami modelling, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1823-1834.
- SANJAUME, E. 1985. *Las Costas Valencianas: Sedimentología y Morfología*. Valencia. Universitat de València, València, 506 pp.
- SAYOL, J. M., BALAGUER, P., CONTI, D., RIETZ, A., GARCÍA-SOTILLO, M., SIMARRO, G., TINTORE, J. i ORFILA, A. 2014. Towards an Integrated Oil Spill System: From Modelling to the Decision Support Tool. In: Clifton A. (Ed.). *Oil Spills: Environmental Issues, Prevention and Ecological Impacts*. Nova Publishers. ISBN: 978-1-63321-548-1.
- SCHEFFERS, A. 2002. Paleotsunami in the Caribbean: field evidences and datings from Aruba, Curaçao and Bon-aire. *Essener Geographische Arbeiten* 33.
- SCHEFFERS, A. 2004. Tsunami imprints on the Leeward Netherlands Antilles (Aruba, Curacao and Bonaire) and their relation to other coastal problems. *Quat. Int.* 120, 163-172.
- SCHEFFERS, A. i KELLETAT, D. 2003. Sedimentologic and geomorphic tsunami imprints worldwide - a review. *Earth-Science Review*, 63, 83-92.
- SCHEFFERS, A. i KELLETAT, D. 2006. New evidence and datings of Holocene paleo-tsunami events in the Caribbean (Barbados, St. Martin and Anguilla). In: Mercado-Irizarry A. and Liu P. (Eds.). *Caribbean tsunami hazard*, World Scientific, Singapore, pp. 178-202.
- SCHEFFERS, A. i SCHEFFERS, S. 2006. Documentation of Hurricane Ivan on the Coastline of Bonaire. *Journal of Coastal Research*, 22, 1437-1450.
- SCHEFFERS, A. i SCHEFFERS, S. R. 2007. Tsunami deposits on the coastline of West Crete (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 259, n° 3-4, 613-624.
- SCHEFFERS, A., KELLETAT, D. i BROWNE, T. 2008. Wave-emplaced coarse debris and megaclasts in Ireland and Scotland: a contribution to the question of boulder transport in the

littoral environment, *GIÇ S Coast Research Publication*, 6: 151-153.

- SCHEFFERS, A., KELLETAT, D., VÖTT, A., MATTHIAS MAY, S. i SCHEFFERS, S. 2008. Late Holocene tsunami traces on the western and southern coastlines of the Peloponnesus (Greece). *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 271-279.
- SCHEFFERS, S., SCHEFFERS, A., BROWNE, T. i HAVISER, J. 2008. Tsunamis, hurricanes on the demise of coral reefs and shifts in pre-historic human populations in the Caribbean. *Quaternary International*, 195: 69-87.
- SCHEFFERS, A. M. i KINIS, S. 2014. Stable imbrication and delicate/unstable settings in coastal boulder deposits: Indicators for tsunami dislocation?. *Quaternary International*, in press 1-12
- SCHINDELE, F., LOEVENBRUCK, A. i HÉBERT, H. 2008. Strategy to design the sea-level monitoring networks for small tsunamigenic oceanic basins: the Western Mediterranean case. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 1019-1027.
- SCHINDELE, F., GAILLER, A., HÉBERT, H., LOEVENBRUCK, A., GUTIÉRREZ, E., MONNIER, A., ROUDIL, P., REYMOND, D. i RIVERA, L. 2015. Implementation and Challenges of the Tsunami Warning System in the Western Mediterranean. *Pure and Applied Geophysics*, 172, 821-833.
- SCHNABEL, S. i GÓMEZ-GUTIÉRREZ, A. 2014. *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*. Sociedad Española de Geomorfología (Ed.) 606 pp.
- SCHNEIDER, J. 1976. Biological and inorganic factors in the destruction of limestones coasts. *Contribution to Sedimentology*, 6: 1-112.
- SCICCHITANO, G., MONACO, C. i TORTORICI, L. 2007. Large Boulder deposits by tsunami along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy). *Marine Geology*, 238, 75-91.
- SCICCHITANO, G., PIGNATELLI, C., SPAMPINATO, C. R., PISCITELLI, A., MILELLA, M., MONACO, C. i MASTRONUZZI, G. 2012. Terrestrial Laser Scanner techniques in the assessment of tsunami impact on the Maddalena peninsula (south-eastern Sicily, Italy). *Earth Planets Space*, 64, 889-903.
- SCOURSE, J. D., WANAMAKER, Jr. A. D., WEIDMAN, C., HEINEMEIER, J., REIMER, P. J., BUTLER, P. G., WITBAARD, R. i RICHARDSON, C. A. 2012. The Marine Radiocarbon Bomb Pulse across the Temperate North Atlantic: A Compilation of $\Delta^{14}\text{C}$ Time Histories from Arctica islandica Growth Increments. *Radiocarbon*, 54 (2), pp.165-186.
- SEGURA, F. i PARDO, J. 2003. Los barrancos del Migjorn de Menorca. En: Rosselló, V. M., Fornós, J. J. i Gómez-Pujol, Ll. 2003. *Introducción a la Geografía Física de Menorca*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, núm 10, 71-86 pp.
- SEGURA, F., PARDO, J. E. i SERVERA, J. 1999. Tectónica i carst al Migjorn de Menorca: el Prat de Son Bou. A: *Geoarqueologia i quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*: 435-446. Universitat de València, València.
- SEGURA, J. 1992. *El Fortí de Cala Llonga*. Programa de festes de Sant Miquel de Calonge. Ajuntament de Santanyí, Mallorca, 12 pp.
- ŠEPIC, J. i VILIBIC, I. 2009. Destructive Meteotsunamis Along the Eastern Adriatic Coast. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 34, p. 904-917.
- SERVERA, J. 1997. *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesi doctoral inèdita. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca. 2 vol. 908 pp. i atlas 138 pp.
- SEUTTER, M. 1741. Carte des îles de Majorque, Minorque et d'Yvice gravée par Matthieu Seutter, Graveur de S.M. Imper. et Cathol., Augsburg, 1741.

- SHAH-HOSSEINI, M., MORHANGE, C., DE MARCO, A., WANTE, J., ANTHONY, E. J., SABATIER, F., MASTRONUZZI, G., PIGNATELLI, C. i PISCITELLI, A. 2013. Coastal boulders in Martigues, French Mediterranean: evidence for extreme storm waves during the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Vol. 57, Suppl. 4, 181-199.
- SHANMUGAM, G. 2006. The tsunamite problem. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 718-730.
- SHERMAN D. J. i BAUER, B. O. 1993. Dynamics of beachdune systems. *Progress in Physical Geography*, 15: 381-395.
- SHOKIN, Y. I., CHUBAROV, L., NOVIKOV, V. A. i SUDAKOV, A. N. 1997. Calculations of tsunami travel time charts in the Pacific Ocean. Models, algorithms, techniques, results. *Science of Tsunami Hazards*, 5, 85-113.
- SHORT, J. W. 1999. *Handbook of beaches and shoreface morphodynamics*. Wiley & Sons, Chichester, 379 pp.
- SILVA, P. i RODRÍGUEZ PASCUA, J. 2014. *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España*. Instituto geológico Minero de España, 358 pp.
- SIROVICH, L. i PETTENATI, F. 2001. Test of Source-Parameter Inversion of the Intensities of a 54,000-Death Shock of the Seventeenth Century in Southeastern Sicily. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 91, pp. 792-811.
- SMITH, R. L. 2003. *Statistics of extremes, with applications in environment, insurance and finance*. Chappel Hill, North Carolina: University of North Carolina, Department of Statistics.
- SOARES, C. 2008. Hindcast of dynamic processes of the ocean and coastal areas of europe. *Coastal Engineering*, 55, 825-826.
- SOLOVIEV, S. L., SOLOVIEVA, O. N., GO, C. N., KIM, K. S. i SHCHETNIKOV, N. A. 2000. *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.-2000 A.D. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Kluwer Academic Publisher, 242.
- SOMMERVILLE, A. A., HANSOM, J. D., SANDERSON, D. C. i HOUSLEY, R. A. 2003. Optically stimulated luminescence dating of large storm events in Northern Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1085-1092.
- SOTILLO, M., RATSIMANDRESY, A., CARRETERO, J., BENTAMY, A., VALERO, F. i GONZÁLEZ-ROUCO, F. 2005. A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the mediterranean basin: contribution to the regional improvement of global reanalysis. *Climate Dynamics*, 25, 219-236.
- SORENSEN, M. B., SPADA, M., BABEYKO, A., WIEMER, S. i GRU NTHAL, G. 2012. Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research*, 117, B01305, doi:10.1029/2010JB008169.
- SPIKE, M., WEISS, R., BAHLBURG, H., ROSKOSCH, J. i AMIJAYA, H. 2010. The TsuSedMod inversion model applied to the deposits of the 2004 Sumatra and 2006 Java tsunami and implications for estimating flow parameters of palaeo-tsunami. *Sedimentary Geology*, 224, pp. 29-37.
- STEPHENSON , W. J. i BRANDER, R. W. 2003. Coastal geomorphology in to the twenty-first century. *Progress in Physical Geography*, 27: 607-623.
- STEPHENSON, W. J. i NAYLOR, L. A, 2011. Geological controls on boulder production in a rock coast setting: insights from South Wales, United Kingdom. *Marine Geology*, 283, 12-24.
- STEPHENSON, W. J., KIRK, R. M., HEMMINGSEN, S. A. i HEMMINGSEN, M. A. 2010. Decadal

- scale micro-erosion rates on shore platforms. *Geomorphology*, 114, 22-29.
- SUAÑEZ, S., FICHAUT, B. i MAGNE, R. 2009. Cliff-top storm deposits on Banneg Island, Brittany, France: Effects of giant waves in the Eastern Atlantic Ocean. *Sedimentary Geology*, 220, 12-28.
- STIROS, S. C. 2001. The AD 365 Crete Earthquake and Possible Seismic Clustering during the Fourth to Sixth Centuries AD in the Eastern Mediterranean: A Review of Historical and Archaeological Data. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, No. 2, pp. 545-562.
- STIROS, S. C. i PAPAGEORGIOU, S. 2001. Seismicity of Western Crete and the Destruction of the Town of Kisamos at AD 365: Archaeological Evidence". *Journal of Seismology*, Vol. 5, No. 3, pp. 381-397.
- SUNAMURA, T. 1982. A wave tank experiment on the erosional mechanism at a cliff base. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7: 333-343.
- SUNAMURA, T. 1992. *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Sons, Chichester. 302 pp.
- SWITZER, A. D. i BURSTON, J. M. 2010. Competing mechanisms for boulder deposition on the southeast Australian coast. *Geomorphology*, 114, 42-54.
- TAUXE, L. 1998. *Paleomagnetic principles and practice*. Modern Approaches in Geophysics, vol 17. Kluwer Academic Publications, London.
- TERRY, J. P. 2007. *Tropical cyclones. Climatology and impacts in the South Pacific*. Springer, New York. 210 pp.
- TINTI, S. i MARAMAI, A. 1996. Catalogue of tsunamis generated in Italy and in Cote d' Azur, France: a step towards a unified catalogue of tsunamis in Europe. *Ann. Geofis.* 39, 1253- 1299.
- TINTI, S. i ARMIGLIATO, A. 2003. The Use of Scenarios to Evaluate Tsunami Impact in South Italy. *Marine Geology*, Vol. 199, No. 3-4, pp. 221-243.
- TINTI, S., GAVAGNI, I. i PIATANESI, A. 1994. A Finite-Element Numerical Approach for Modelling Tsunamis. *Annali di Geofisica*, Vol. 37, pp. 1009-1026.
- TINTI, S., MARAMAI, A. i GRAZIANI, L. 2001a. A New Version of the European Tsunami Catalogue: Updating and Revision. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 1, pp. 255-262.
- TINTI, S., ARMIGLIATO, A. i BORTOLUCCI, E. 2001b. "Contribution of Tsunami Data Analysis to Constrain the Seismic Source: The Case of the 1693 Eastern Sicily Earthquake". *Journal of Seismology*, Vol. 5, No. 1, pp. 41-61.
- TINTI, S., MARAMAI, A. i GRAZIANI, L. 2004. "The New Catalogue of Italian Tsunamis", *Natural Hazards*, Vol. 33, No. 3, pp. 439-465.
- TINTI, S., BAPTISTA, M. A., HARBITZ, C. B. i MARAMAI, A. 1999. "The Unified European Catalogue of Tsunamis: A GITEC Experience", Proceedings of International Conference on Tsunamis, Paris, France, pp. 84-99.
- TINTI, S., ARMIGLIATO, A., PAGNONI, G. i ZANIBONI, F. 2005. Scenarios of giant tsunamis of tectonic origin in the mediterranean. *Journal of Earthquake Technology*, núm. 464, Vol. 42-4, pp. 171-188.
- TORUNSKI, H. 1979. Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (Northern Adriatic). *Senckenbergiana Maritima*, 11: 193-265.
- TRENHAILE, A. S. 1987. *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford University Press. Oxford.

- TRENHAILE, A. S. 2002. Rock coast, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48: 7-22.
- TRENHAILE, A. S. 2005. Modelling the effect of waves, weathering and beach development on shore platform development. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 613-634.
- TRENHAILE, A. S. 2010. Modeling cohesive clay coast evolution and response to climate change. *Marine Geology*, 227 (1-4), 11-20.
- TRICART, J. 1977. *Precís de géomorphologie, 2: géomorphologie dynamique generale*. Sedes. Paris. 344 pp.
- TRUDGILL, S. T. 1985. *Limestone Geomorphology*. Longman. London.
- TRUDGILL, S. T. i CRABTREE, R. W. 1987. Bioerosion of intertidal limestone, Co. Clare, Eire 2: *Hiatella arctica*. *Marine Geology*, 74: 99-109.
- TRUDGILL, S. T., SMART, P. L., FRIEDERICH, H. i CRABTREE, R. W. 1987. Bioerosion of intertidal limestone, Co. Clare, Eire 1: *Paracentrotus lividus*. *Marine Geology*, 74: 85-98.
- TUCCIMEI, P., GINÉS, J., GINÉS, A., FORNÓS, J. J. i VESICA, P. 1998. Dataciones, Th/U de espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino, procedentes de cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*, 22 : 99-107.
- TUCCIMEI, P., GINÉS, J., DELITALA, C., PAZZELLI, L., TADDEUCCI, A., CLAMOR, B., FORNÓS, J. J., GINÉS, A. i GRÀCIA, F. 2000. Dataciones Th/u de espeleotemas freáticos recolectados a cotas inferiores al actual nivel marino en cuevas costeras de Mallorca (España): aportaciones a la construcción de una curva eustática detallada de los últimos 300ka para el Mediterráneo occidental. *Endins*, 23: 59-71.
- USGS (2008). <http://gisdata.usgs.gov/website/Tsunami> (consultat per darrera vegada el dia 01 de maig de 2015).
- VACCHI, M., ROVERE, A., ZOUROS, N. i FIRPO, M. 2012a. Assessing enigmatic boulder deposits in NE Aegean Sea: importance of historical sources as tool to support hydrodynamic equations. *Natural Hazards Earth System Science*, 12, 1109-1118.
- VACCHI, M., ROVERE, A., ZOUROS, N., DESRUELLES, S., CARON, V. i FIRPO, M. 2012b. Spatial distribution of sea-level markers on Lesvos Islands (NE Aegean Sea): evidence of differential relative sea-level changes and the neotectonic implications. *Geomorphology*, 159-160, 50-62.
- VAN STRYDONCK, M., BOUDIN, M. i RAMIS, D. 2010. Primer intent de mesurar l'edat del compartiment marí de 14c de les aigües costaneres de les illes balears. *Endins*, 34: 181-188.
- VANNUCCI, G. i GASPERINI, P. 2004. The New Release of the Database of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA Version 2). *Annali di Geofisica, Supplement to Vol. 47, No. 1*, pp. 307-334.
- VALLE, L., FORNÓS, J. J., GÓMEZ-PUJOL, LI., POMAR, F., PONS, G. X. i VICENS, D. 2013. Descripció i interpretació ambiental del Pleistocè superior de Ses Salines, Eivissa. A: Pons, G.Z., Ginard, A., i Vicens, D. (Eds.). *VI Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Societat d'Història Natural de les Balears. 486 pp. Palma de Mallorca, pp:93-95.
- VELA, J., PÉREZ, B., GONZÁLEZ, M., OTERO, L., OLABARRIETA, M., CANALS, M. i CASAMOR, J. L. 2010. Tsunami resonance in the Palma de Majorca bay and harbour induced by the 2003 Boumerdes-Zemmori algerian earthquake (Western Mediterranean). In: *Proceedings of 32nd International Conference on Coastal Engineering (ICCE 2010)* pp. 1-12.

- VELLA, C., DEMORY, F., CANUT, V., DUSSOUILLEZ, P. i FLEURY, T. J. 2011. First evidence of accumulation of mega boulders on the Mediterranean rocky coast of Provence (southern France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 905-914.
- VICENS, D. GRÀCIA, F., McMINN, M. i CUERDA, J. 1998. El Plistocè superior del Frontó d'es Molar (Manacor, Mallorca). *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 41: 125-152.
- VICENS, D., GRÀCIA, F., GINARD, A., CRESPI, D. i BALAGUER, P. 2011. *Cavitats litorals de gènesi marina a les Illes Balears*. Endins 35 / Monografies Societat Història Natural de les Balears, 17: 133-142.
- VIDAL, M., FORNÓS, J. J., PALMER, M. i PONS, G. X. 2001. Quantificació de la capacitat erosiva i determinació del patró erosiu en un període d'alimentació de 24 hores de *Monodonta turbinata* (Born, 1780) i *Monodonta articulata* (Lamarck, 1822). In: Pons, G. X. (Ed.). *III Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears: 79*. Societat d'Història Natural de les Illes Balears, Palma.
- VILLANUEVA, G., BALAGUER, P., BALDO, M., FORNÓS, J. J., GÓMEZ -PUJOL, LI. i PONS, G. X. 2000. Importancia de la bioerosión en la evolución del litoral rocoso: efecto de *Melaraphe neritoides* y *Monodonta turbinata* en el litoral de Mallorca y Norte de Catalunya. *Geo-Temas*, 1: 299-302.
- VILLANUEVA, G., PONS, G. X., FORNÓS, J. J., BALAGUER, P. i GÓMEZ -PUJOL, LI. 2001. Anàlisi de l'activitat bioerosiva de *Patella rustica* (Linnaeus, 1758), *Monodonta turbinata* (Born, 1870) i *Melaraphe neritoides* (Linnaeus, 1758) (Mollusca, Gastropoda) del litoral rocós de Mallorca (Mediterrània occidental). In: Pons, G.X. (Ed.). *III Jornades de Medi Ambient de les Illes Balears: 81-83*. Societat d'Història Natural de les Balears, Palma.
- VÖTT, A., MAY, M., BRÜCKNER, H. i BROCKMULLER, S. 2006. Sedimentary evidence of late Holocene tsunami events near Lefkada Island (NW Greece). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.*, 146,139-172.
- VÖTT, A., BRÜCKNER, H., MAY, M., LANG, F., HERD, R. i BROCKMÜLLER, S. 2008. Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. *Quaternary International*, 181, 105-122.
- WALDER, J. S., WATTS, P., SORENSEN, O. E. i JANSSEN, K., 2003. Tsunamis generated by subaerial mass flows. *Journal of Geophysical Research*, 108, 22-36.
- WANG, X. i LIU, P. L. F. 2005. A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami. *Computer Modeling in Engineering & Sciences*, 10, 171-183.
- WANG, X. i LIU, P. L. F. 2006. An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *Journal of Hydraulic Research*, 44, 147-154.
- WEISS, R., 2012. The mystery of boulders moved by tsunamis and storms. *Marine Geology* 295-298, 28-33.
- WEISS, R. i P. DIPLAS, P. 2015. Untangling boulder dislodgement in storms and tsunamis: Is it possible with simple theories?. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 16 (3) DOI: 10.1002/2014GC005682
- WEISS, R., WÜNNEMANN, K. i BAHLBURG, H. 2006. Numerical modeling of generation, propagation and run-up of tsunamis caused by oceanic impacts: Model strategy and technical solutions. *Geophysical Journal International*, 167, 77-88.
- WHELAN, F. i KELLETAT, D. 2005. Boulder Deposits on the Southern Spanish Atlantic Coast: Possible Evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, 23 (3): 25-38.

- WILLIAMS, D. M., i HALL, A. M. 2004. Cliff-top megaclast deposit of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic—storms or tsunamis? *Marine Geology*, 206, 101-117.
- WOODROFFE, C. D. 2003. *Coasts. Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press, Cambridge. 640 pp.
- WRIGHT, L. D., SHORT, A. D. i NIELSEN, P. 1982. *Morphodynamics of high energy beaches and surf zones: A brief synthesis*. Coastal Studies Unit, University of Sydney, Rep. 82 (5), 64 pp.
- WU, C. H. i YAO, A. 2004. Laboratory Measurements of Limiting Freak Waves on Currents. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, Issue C12, p.109.
- YELLES-CHAOUCHE, A. K., DJELLIT, H. i HAMDACHE, M. 2003. The Boumerdes - Algiers (Algeria) Earthquake of May 21st, 2003 (MW= 6.8). *CSEM-EMSC Newsletter* 20, 3-5.
- YELLES, A. K., DÉVERCHÈRE, J., DOMZIG, A., BRACÈNE, R., MERCIER DE LÉPINAY, B., BOUDIAF, A., KHERROUBI, A., GRAINDORGE, D., BERTRAND, G. i WINTER, T. 2007. New evidences for offshore recent tectonic activity near Algiers: the Khayr-Al-Din bank, Algeria. *Geophysical Research Abstracts* 9, 08465.
- YOUNG, A. P., FLICK, R. E., O'REILLY, W. C., CHADWICK, D. B., CRAMPTON, W. C. i HELLY, J. J. 2014. Estimating cliff retreat in southern California considering sea level rise using a sand balance approach. *Marine Geology* 348, 15-26.
- YOUNG, A. P., GUZA, R. T., FLICK, R. E., O'REILLY, W. C. i GUTIÉRREZ, R. 2009. Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern California. *Marine Geology* 267 (1) 1-7.
- YOUNG, R. W., BRYANT, E. A. i PRICE, D. M. 1996. Catastrophic wave (tsunami?) transport of boulders in southern New South Wales, Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF v40, 191-207.
- YOUNG, R. W., BRYANT, E. A., PRICE, D. M., DILEK, S. Y. i WHEELER, D. J. 1997. Chronology of Holocene tsunamis on the southeastern coast of Australia. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union* 18, 1-19.

