

**Dinàmica de la vegetació en relació amb els canvis climàtics, els processos geològics i l'impacte humà a l'Illa de Pasqua des del Glacial tardà.  
Estudi paleoecològic dels sediments del llac Rano Raraku.**

*Vegetation dynamics in relation to climate changes, geological processes and human impact at Easter Island since the Last Glacial.  
Paleoecological study of sediments from Lake Raraku*



**Núria Cañellas Boltà**  
Tesi doctoral  
Universitat de Barcelona  
2014







Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines  
Facultat de Geologia  
Universitat de Barcelona

## **Dinàmica de la vegetació en relació amb els canvis climàtics, els processos geològics i l'impacte humà a l'Illa de Pasqua des del Glacial tardà. Estudi paleoecològic dels sediments del llac Rano Raraku.**

*Vegetation dynamics in relation to climate changes, geological processes and human impact at Easter Island since the Last Glacial. Paleoecological study of sediments from Lake Raraku*

Memòria presentada per Núria Cañellas Boltà per optar al grau de Doctor en el programa de Doctorat de "Ciències de la Terra" de la Universitat de Barcelona.

Núria Cañellas Boltà  
Barcelona, febrer 2014

amb el vist-i-plau dels directors de tesi

Dr. Valentí Rull del Castillo  
Institut Botànic de Barcelona-  
(IBB-CSIC-ICUB)  
Laboratori de Palinologia i Paleoecologia

Dr. Alberto Sáez Ruiz  
Universitat de Barcelona.  
Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i  
Geociències marines



Aquest treball ha estat possible gràcies a la concessió d'una beca predoctoral de formació de personal investigador (FPI) del Ministerio de Economía y Competitividad (antigament Ministerio de Ciencia e innovación) BES-2008-002938. La recerca ha estat finançada pels projectes LAVOLTER (CGL2004-00683/BTE), GEOBILA (CGL2007-60932/BTE) i CONSOLIDER GRACCIE (CSD2007-00067).



*Als meus pares  
i a les meves germanes  
per ser-hi sempre;  
i al Jordi,  
per tot*



## ÍNDEX

Índex de figures .....	ix
Índex de taules .....	x
Agraïments .....	xi
RESUM .....	xv
ABSTRACT .....	xv
EXTENDED ABSTRACT .....	xvii
MARC DEL TREBALL DE RECERCA .....	xxi
ORGANITZACIO D'AQUESTA MEMÒRIA .....	xxi
<b>1. INTRODUCCIÓ .....</b>	<b>1</b>
1.1. Context general i plantejament de la tesi doctoral .....	3
1.2. Indicadors de canvis de vegetació i condicions ambientals .....	7
1.3. Principals motors de canvi de vegetació .....	10
1.3.1. Variabilitat climàtica del Quaternari tardà .....	10
<i>Clima del final del Pleistocè i Holocè a la regió del Pacífic Sud-est</i> .....	15
1.3.2. Colonització i efectes de les activitats antròpiques a la Polinèsia .....	18
1.4. Àrea d'estudi .....	21
1.4.1. Descripció de l'Illa de Pasqua .....	21
1.4.2. Història ambiental de l'Illa de Pasqua .....	27
1.5. Objectius de la tesi doctoral .....	34
<b>2. MATERIAL I MÈTODES .....</b>	<b>37</b>
2.1. Zona d'estudi: Llac Raraku (Rano Raraku) .....	39
2.2. Context sedimentari .....	40
2.3. Submostreig dels sediments i anàlisis realitzades .....	44
2.3.1. Anàlisi de macrofòssils .....	46
2.3.2. Anàlisi de pol·len .....	46
2.3.3. Anàlisi de diatomees .....	47
2.3.4. Anàlisi de carbons .....	47
2.3.5. Anàlisis físico-geoquímiques .....	47
2.3.6. Tractament de les dades .....	48
2.3.7. Datacions i model d'edat .....	50
<b>3. RESULTATS .....</b>	<b>51</b>
3.1. Datacions radiocarbòniques .....	53
3.2. Estudi de macrofòssils .....	54
3.2.1. Zonació de macrofòssils .....	54
3.2.2. Anàlisi de correspondències .....	57
3.2.3. Relació macrofòssils-geoquímica i sedimentologia .....	58
3.2.4. Història paleoecològica del llac Raraku durant els últims 34000 anys basats en les dades de macrofòssils .....	60
3.3. Estudi pol·línic (període 34-4.5 ka BP) .....	61
3.3.1. Zonació de pol·len .....	61
3.3.2. Anàlisis multivariants (CA, CCA) .....	65
3.3.3. Taxa de canvi de vegetació .....	66
3.4. Estudi multiproxi últims 3.7 ka cal BP .....	67
3.4.1. Anàlisi sedimentològic, geoquímic i cronostatigràfic dels sediments .....	67
3.4.2. Anàlisi de pol·len .....	69
3.4.3. Anàlisi de diatomees .....	71
3.5. Reconeixement de la presència de <i>Dianella</i> sp. ....	72



<b>4. DISCUSSIÓ</b> .....	<b>75</b>
4.1. El registre de Rano Raraku: aspectes generals. Relació canvis biòtics – canvis abiòtics .....	77
4.2. Història paleoambiental des del Glacial tardà .....	81
4.3. Desforestació gradual i expansió de <i>Verbena littoralis</i> .....	89
4.4. Establiment humà .....	91
4.5. Aportacions a la flora nativa .....	92
4.6. Forces motrius i taxa de canvi en la vegetació .....	95
4.7. Treballs futurs .....	98
<b>5. CONCLUSIONS (in English)</b> .....	<b>101</b>
5.1. Reconstruction of past vegetation and environmental conditions since late Last Glacial .....	103
5.2. Main drivers of vegetation change at Lake Raraku .....	105
5.3. Inferences about human settlement .....	106
5.4. Contribution to native flora .....	106
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	<b>107</b>
<b>ANNEX: ARTICLES</b> .....	<b>133</b>

## ÍNDEX DE FIGURES

Figura 1.1. Diagrama esquemàtic de l'acumulació de diferents indicadors ambientals en els llacs .....	4
Figura 1.2. Evolució de les temperatures de l'Hemisferi Nord durant l'últim mil·lenni .....	5
Figura 1.3. Localització de l'Illa de Pasqua dins la Polinèsia a l'Oceà Pacífic Sud i <i>Moais</i> .....	6
Figura 1.4. Diferents grans de pol·len i restes macrofòssils vegetals .....	8
Figura 1.5. Imatge de fitòlits i estomes .....	9
Figura 1.6. Cicles de Milankovitch .....	11
Figura 1.7. Dades de $\delta^{18}\text{O}$ i $\text{CH}_4$ en els testimonis de gel de Groenlàndia i l'Antàrtica .....	12
Figura 1.8. Mapa de migració de <i>Quercus</i> spp (roure) i <i>Ulmus</i> spp. (om) a Amèrica del Nord	14
Figura 1.9. Respostes a canvis climàtics ràpids .....	15
Figura 1.10. Principals sistemes atmosfèrics al Pacífic .....	16
Figura 1.11. Reconstruccions dels gradients de SST entre 41°S i l'Est Pacífic Equatorial i $\delta^{18}\text{O}$ de NorthGrip i $\delta\text{D}$ EPICA Dome C dels darrers 40000 anys .....	17
Figura 1.12. Dos models proposats de colonització i dispersió de les poblacions polinèsies sobre el Pacífic .....	19
Figura 1.13. Diverses plantes freqüentment cultivades per les poblacions polinèsies .....	20
Figura 1.14. Situació de l'Illa de Pasqua a l'oceà Pacífic .....	22
Figura 1.15. Moais i escriptura Rongo rongo .....	22
Figura 1.16. Situació de l'Illa de Pasqua en el context tectònic i mapa dels principals grups volcànics .....	23
Figura 1.17. Mapa topogràfic de l'Illa de Pasqua i imatges dels tres reservoris actuals d'aigua .....	24
Figura 1.18. Situació de l'Illa de Pasqua i els principals sistemes atmosfèrics a la regió .....	25
Figura 1.19. Tres plantes natives a l'Illa de Pasqua: <i>Axonopus paschalis</i> , <i>Cyperus eragrostis</i> i <i>Sophora toromiro</i> .....	26
Figura 1.20. Imatge d'un gra de pol·len, d'endocarps de fruits i traces de possibles arrels d'una palmera observats a l'Illa de Pasqua .....	29
Figura 1. 21. Palmerar amb <i>Jubaea chilensis</i> al Parc Nacional de La Campana (Xile) .....	30
Figura 1.22. Esquema de l'evolució del paisatge de l'illa de Pasqua des de l'últim període glacial fins l'actualitat segons Flenley i Bahn (2003) .....	31
Figura 2.1. Fotografies del Llac Raraku i el seu entorn .....	39
Figura 2.2. Plataforma flotant UWITEC, sondejador de pistó i mostreig a Rano Raraku .....	40
Figura 2.3. Esquema N-S de l'estratigrafia del Llac Raraku .....	42
Figura 2.4. Principals paràmetres físics i geoquímics mesurats a la successió composta del llac Raraku .....	43
Figura 2.5. Fotografies dels testimonis sedimentaris RAR 03 i RAR 07 .....	44
Figura 2.6. Fotografia dels sediments de la secció superior del del sondeig RAR 08 .....	45
Figura 2.7. Diferents passos del protocol de tractament per anàlisi de pol·len .....	46
Figura 3.1. Principals macrorestes observades en el testimoni RAR 03/07 .....	54
Figura 3.2. Diagrama estratigràfic dels principals macrofòssils observats al testimoni RAR 03/07 .....	56
Figura 3.3. Resultats del CA de les dades de macrofòssils .....	57
Figura 3.4. Resultats del PCA de les dades geoquímiques i sedimentològiques .....	58
Figura 3.5. Resultats de l'agrupació jeràrquica dicotòmica de TWINSPAN i DISCRIM .....	59
Figura 3.6. Correspondència entre les associacions de fàcies, les zones macrofòssils i els grups identificats en el TWINSPAN .....	60
Figura 3.7. Diagrama dels percentatges dels principals tipus de grans de pol·lens i espores observats al testimoni RAR 03/07 .....	63

Fig. 3.8. Diagrama de la taxa d'acumulació de pol·len de determinats tàxons observats en la successió de Rano Raraku i els primers dos eixos de l'anàlisi CA representats estratigràficament .....	64
Figura 3.9. Anàlisi CA de les dades pol·líniques .....	65
Figura 3.10. Anàlisi CCA de les dades de pol·len amb les dades sedimentàries i geoquímiques .....	66
Figura 3.11. Taxa de canvi entre les mostres de pol·len .....	67
Figura 3.12. Model profunditat-edat per l'interval d'estudi del testimoni RAR 08 desenvolupat amb el programa Bacon .....	68
Figura 3.13. Paràmetres físics i geoquímics del testimoni RAR 08 .....	68
Figura 3.14. Diagrama del resultat del contingut de pol·len (percentatge) i carbons (taxa d'acumulació <i>-influx</i> ) del testimoni RAR 08 .....	70
Figura 3.15. Diagrama de diatomees (en percentatge) del testimoni RAR 08 .....	71
Figura 3.16. Llavors observades en els sediments del llac Raraku i identificades com <i>Dianella</i> sp .....	72
Figura 3.17. Grans de pol·len observats en els sediments del llac Raraku identificats com <i>Dianella</i> sp. ....	73
Figura 3.18. Diagrama de la concentració dels principals tipus de pol·len, espores i microfòssils dels primers 8 metres del testimoni RAR 03 del llac Rano Raraku .....	73
Figura 4.1. Diagrames en caixa ( <i>box-plots</i> ) dels paràmetres geoquímics (a) i dels microfòssils (b) més significants pel quatre grups determinats amb TWINSPAN .....	78
Figura 4.2. Diagrama resum de les principals dades de pol·len, microfòssils i geoquímiques més característics pel període 34-4,5 cal ka BP .....	80
Figura 4.3. Dibuix esquemàtic dels principals canvis en la vegetació des del final de l'Últim Glacial .....	82
Figura 4.4. Diagrama resum de RAR 08 .....	87
Figura 4.5. Grans de pol·len de <i>Verbena litoralis</i> de plantes que es troben actualment al voltant del llac Raraku i grans de pol·len identificats com a <i>Verbena litoralis</i> en les preparacions microscòpiques .....	90
Figura 4.6. Possibles rutes migratòries cap a l'Illa de Pasqua .....	91
Figura 4.7. Fotografies de <i>Dianella intermedia/adenanthera</i> .....	92
Figura 4.8. Llavors (a) i gra de pol·len (b) de <i>Dianella intermedia/adenanthera</i> .....	93
Figura 4.9. Distribució actual de <i>Dianella intermedia/adenanthera</i> al Pacífic .....	95
Figura 4.10. Resum de les interpretacions dels canvis de vegetació i altres canvis ambientals pels darrers 34 cal ka BP .....	97

## ÍNDIX DE TAULES

Taula 2.1: Correspondència entre les associacions de fàcies utilitzades en aquest treball i les fàcies i unitats descrites per Sáez et al. (2009), la seva descripció i la interpretació palaeoambiental .....	43
Taula 3.1. Edats AMS <sup>14</sup> C radiocarbòniques utilitzades en aquest estudi. S'indiquen amb un asterisc les datacions de l'estudi previ de Sáez et al. (2009) utilitzades en aquest estudi .....	53
Taula 4.1 Espècies de <i>Dianella</i> i la seva distribució (segons WCSP 2012) .....	94

## *Agraïments*

Són moltes les persones a qui m'agradaria agrair el seu ajut i sense les quals aquest treball no hauria estat possible. Han passat tantes coses durant aquests anys! Tantes vivències! Que és difícil no deixar-se algú....

Primer de tot vull agrair als meus directors de tesi, Valentí Rull i Alberto Sáez, per haver-me donat l'oportunitat de treballar en el projecte de l'Illa de Pasqua, pel seu continu ajut i suport al llarg d'aquesta recerca i per la paciència! que han tingut amb mi durant aquest temps. Gràcies Valentí per haver-me introduït en el món de la recerca, per haver confiat en mi i per ensenyar-me aquest món. Gràcies Alberto per estar sempre, pels ànims i energies que m'has transmès sempre i per donar-me l'orientació necessària en els moments d'incerteses, fins i tot aportant tranquil·litat en moments de certa histèria.

Aquesta tesi no hauria estat el mateix sense la feina de tot el grup que ha treballat a Pasqua: Olga Margalef, Santi Giralt, Sergi Pla, Roberto Bao, Blas Valero, J.J. Pueyo, Armand, ... Moltes moltes moltes gràcies! Durant tot aquest temps sempre m'he sentit acompanyada per vosaltres. Gràcies per les reunions i les xerrades que sempre surten coses. Gràcies per respondre'm sempre tots els dubtes i ajudar-me en tot. Milers de gràcies. Gràcies Santi per l'ajuda que sempre m'has donat, sobretot amb els meus múltiples dubtes d'estadística i R, però també per estar en moments de caos mental. Per mi has estat un punt de suport fonamental. Olga!!! Que dir-te a tu!!!! Moooltíssimes gràcies! Per tot. Realment aquesta tesi no hauria estat possible sense tu. Has estat la meva companya de fatigues, d'alegries i frustracions, i de milers i milers de coses més. Gràcies per ajudar-me, per xerrar de tot, per les teves energies i els teus ànims!!! I sobretot pels ànims en aquest tram final de tesi...

També estic infinitament agraïda a la gent del grup PALAB i PATAM, la Sandra, la Eli, l'Arantza, el Juli, la Tània, la Teresa, i també les últimes incorporacions la Mari i l'Albert, i els que ja no hi són al grup la Cons, la Sandra,.... Moltes gràcies per ser-hi, per compartir molts moments amb mi, tant científics com no científics!

I especialment l'Encarni. Niña!!! No hauria estat el mateix fer aquesta tesi sense tu. Moltes gràcies per tots els moments que hem compartit tant a dins com a fora del despatx, pels descansos, els consells, les xerrades, les anades d'olla (que disparate!), les cervesetes..... No saps prou com et trobo a faltar! Gràcies per ser-hi sempre; gràcies per ser com ets! Gràcies perquè tot i la distància que ara ens separa has estat al meu costat fins i tot en aquest tram final. Gràcies perquè se que sempre puc comptar amb tu. I ja sap... . I miss you a lot!. Jo vull ser com tu :)

Moltes gràcies també a tota la gent de l'IBB, on majoritàriament s'ha gestat aquesta tesi, pel vostre recolzament continu: Sara, Laia, Jaume, Neus I, Neus N, Isma, Mercè, Jordi, Javi, Trini, Andreas, Kostia, Piotr, Alfonso, Núria, Roser, Sergi, Almu, Teresa, Dani, Gemma, Isma, Juancho, Noemí, Sónia, Marisa, Juanjo, Anna, Carmen, Diana, Isi, Jordi, Jose, Josep M<sup>a</sup>, Karina, Lola, Mari, Miquel, Miriam, Montserrat, Ramón, Rosa, Samuel, Santi, Tamara, Jordi, Fernando, ... Gràcies pel dia a dia en el racó del món de l'Institut Botànic

També estic molt agraïda a tota la gent del departament de la universitat. Tot i que no he estat molt pel departament sempre m'han ajudat i aollit. En especial gràcies a la Montse i l'Alejandro per l'ajuda amb el laboratori. També a les secretàries del departament, a la Maite, l'Elisenda, ... i de la facultat, per atendre'm i ajudar-me amb la paperassa de les estades, congressos i demès.

I wish to express my sincere thanks to Hilary Birks and all staff of Department of Biology at the University of Bergen. Thanks for your welcome and your help during my stays in Bergen. Specially thanks to Ingelinn to introduce me to the fredagspils :). Thank you Eric, Jutta, Kristine, ... to share funny moments such as lunches, Eurovision show, ... Andrés!! Moltes gràcies per tot! Gràcies per les cerveses, les xerrades sobre tot, els partits de futbol, ... Va ser genial que coincidíssim a Bergen

I am also gratefully to Deborah Pearsall and the staff of her lab: Nil, Derek, Abigail, ... Thanks for your help during my stay in Columbia. And thanks for let me a bike! :). I would also thank Ning for her help during my first days in the town. Thanks Ignacio and Noah to share lots of moments. A Columbia em vaig trobar amb una petita colònia de catalans i espanyols. Gràcies Eloi, Neus, Laura, ... per fer l'estada a Columbia ben especial.

També m'agradaria agrair la gent de la unitat de botànica de la universitat autònoma de Barcelona: Rebeca, Elena, Sílvia, David, Alba, Ruth, Conchi, Txell, ... que tot i no viure de molt aprop aquesta tesi sempre m'han recolzat i animat en el meu treball.

I sobretot... moooltes gràcies als amics! No tinc prou paraules d'agraïment per ells! Moooltes moltes gràcies de tot cor per ser-hi sempre! Per les rialles, per les converses, per compartir els moments, les emocions, ... per omplir la meua vida. Gràcies per deixar-me compartir la meua vida amb vosaltres. Gràcies per totes les coses que feu dia a dia.

A parts dels amics que ja he anomenat ... Vull donar les gràcies a les amigues de sempre de Corbera (a les supernenes) però en especial a la Sandra, la Berta i la Núria, perquè tot i que ens no ens hem vist gaire últimament sempre m'heu acompanyat quan ho he necessitat. Us he trobat molt a faltar. Moltes gràcies per ser com sou guapis! També vull donar gràcies a l'Eva, la Mane, el Nacho, el Jordi, la Naomi, el Kenta, el Marc, la Sire, ... moltes gràcies pel suport i pels moments viscuts. Moltes gràcies Laia per la teua amistat, perquè sempre saps com treure'm un somriure. A l'Anna (i l'Anne :)) i la Marta! Guapis! Gràcies per estar a prop meu en tot moment encara que estigues lluny. Marta, va ser genial trobar-te a EEUU! A la Rebeca, el Miquel, per les estones i xerrades al Valencià i les excursions! ooooooh! com les trobo a faltar! Rebe! hem de fer una excursió + cerveseta ja! :). Al David per escoltar les meves paranoies i anxietats varies sense protestar massa.

També vull donar les gràcies a la colla que m'he incorporat ja entrada en aquesta tesi doctoral: a la Mireia, l'Edgar, l'Edu, la Mar, el Pep, la Carol, el Pablo, la Carla, el Diego, la Iratxe, el Lluís, la Pili, el Guillem, la Sara, el Jaume, el Marc, la Laura, el Jordi, la Laura, i es clar les últimes incorporacions el Pau i el Nil, i els que estan en camí Arnau i Guiu. Gràcies pels moments viscuts, pel recolzament i els ànims en tot moment. Pep, no he aconseguit clonar cap mamut! :( Pablo! si! he acabat abans que la Sagrada família! :) Gràcies per donar-me tranquil·litat, confiança i energies en tot moment,

I a la meua família, a qui els hi haig d'agrair tot: al meu pare, la meua mare, les meues germanes, Lúcia, Montse i Sílvia, al Joan, el Manel i el Miquel, els tiets, .... Vosaltres heu estat el meu motor, i no heu deixat que defalleixi. Gràcies pel vostre suport incondicional (no seria res sense vosaltres), gràcies per escoltar-me, gràcies per abraçar-me, gràcies per la confiança per seguir endavant en tot moment. No ho hagués aconseguit sense vosaltres, tinc molta sort de tenir-vos. Us estimo molt. Vull donar les gràcies també a la meua iaia. M'hagués agradat que hagués vist el final d'aquesta aventura, i al Ferran, la Laura, l'Alba i en Guillem, que em tenen el cor robat i m'omplen d'il·lusió.

i al Jordi. Gràcies per suportar i aguantar aquesta tesi, gràcies per estar al meu costat cada dia. Gràcies pel teu amor, per tot el que em dónes cada dia, pel que em fas sentir.

i a tots els que han cregut en mi, m'han acompanyat en aquesta gran aventura i m'han donat ànims i suport,

A tots vosaltres,  
Moltíssimes gràcies







## RESUM

Aquesta tesi doctoral es centra en la paleoecologia de l'illa de Pasqua (Rapa Nui) (27°S 109°W). El present treball ha caracteritzat la vegetació a la conca del llac i la seva dinàmica com a resposta als canvis ambientals durant els darrers 34000 anys a partir d'indicadors ambientals (macrorestes vegetals, diatomees, registre palinològic, geoquímic i fàcies sedimentari) analitzats en sediments de testimonis de sondeig del llac Raraku. Els resultats han evidenciat variacions significatives en la composició de la vegetació en relació a canvis climàtics a llarg termini, modificacions de la morfologia de la conca per reblliment sedimentari i, en els últims tres mil·lennis, les activitats humanes. El llac Raraku i els seus entorns han experimentat grans canvis transformant-se d'un llac profund amb forts pendents envoltat per un palmerar obert a un llac somer amb vegetació dominada per palmeres, després a una torbera amb una successió de plantes dominants, el retorn a condicions de llac, i finalment el reemplaçament dels palmerars de l'entorn per vegetació herbàcia. A més a més, s'han observat fluctuacions menors en la vegetació durant el període glacial i la desglaciació, que podrien ser conseqüència de canvis climàtics ràpids com el Younger Dryas i esdeveniments Heinrich (H1-H3), donant suport a la hipòtesi de l'ocurrència d'aquests fenòmens a la regió del Pacífic Sud. En el treball s'ha dut a terme l'anàlisi de la successió sedimentaria més contínua fins el moment pels darrers 3,7 cal ka BP. L'estudi ha caracteritzat el reemplaçament de la vegetació dominada per palmeres per prats, iniciat el c. 2,4 cal ka BP, com un procés llarg i gradual-esglaonat en contrast amb el patró sobtat d'estudis anteriors. La presència i expansió de la planta ruderal d'origen americà *Verbena littoralis*, juntament amb la correlació significativa del seu augment amb increments en el registre de carbó, suggereixen la implicació de les activitats humanes en aquest procés de reemplaçament. L'identificació de hiatus sedimentaris suggereixen la contribució del clima als canvis de vegetació. Aquests resultats indiquen el probable establiment de l'home a l'illa 1500 anys abans de la data actualment acceptada, i el possible paper de poblacions provinents d'Amèrica. La magnitud i rapidesa dels canvis de vegetació a causa de les variacions climàtiques i del reblliment del llac des del final de l'últim glacial són similars als ocorreguts durant la presència humana. D'altra banda s'han identificat restes macrofòssils com a possibles indicadors de condicions ambientals i s'ha reconegut per primera vegada la presència d'una nova planta nativa a l'illa actualment extirpada: *Dianella cf. intermedia/adenanthera*.

## ABSTRACT

This dissertation focuses on the paleoecology of Easter Island (Rapa Nui) (27°S 109°W). The study has characterised vegetation of the lake's basin and its dynamics in response to environmental changes during the past 34000 years from several environmental indicators (macroremains plants, diatoms, palynological, geochemical and sedimentary facies records) analyzed in lacustrine sediment cores of lake Raraku. The results show significant changes in the composition of the vegetation in relation to long-term climatic changes, variations on the lake basin morphology due to sedimentary infilling and human activities in the last three millennia. Lake Raraku and its surroundings have undergone significant changes, such as the transformation of the deep lake surrounded by open palm grove into a shallow lake with palm-dominant vegetation around, the hydrosere succession into a mire with a plant succession, the return to lake conditions, and finally the replacement of palm vegetation by herbs. Moreover, small fluctuations in vegetation during the glacial period and deglaciation have been observed and could be the result of rapid climate changes such as the Younger Dryas and Heinrich events H1-H3. This supports a wide occurrence of these events, including the Pacific South region. The multiproxy analysis of the most continuous sequence to date for the last 3.7 ka BP has characterised the replacement of palm-dominated vegetation by grasslands as a long and gradual process, starting at c.2.4 ka BP, in contrast with the abrupt pattern from previous studies. The presence of the weed of American origin *Verbena littoralis*, together with significant correlation with charcoal increases, suggest the involvement of human activities in the replacement process. Sedimentary gaps observed in the sequence suggest the contribution of climatic effects as well. These results indicate that human settlement occurred likely 1500 years before the date

currently accepted, and a possible role of people coming from America. The study shows that vegetation changes due to climate and lake basin morphological variations are similar in rate and magnitude to those occurred during human presence. On the other hand, several macrofossil remains have been identified as potential indicators of environmental conditions and the presence of a new plant native to the island, now extirpated, *Dianella cf. Intermediate/adenanthera*, has been recognized for the first time.

## EXTENDED ABSTRACT

The aim of this dissertation is the study of the paleoecology of Easter Island since the late Last Glacial. Easter Island, locally called Rapa Nui, is a small volcanic island located in the Pacific Ocean (27°S, 109°W). The island is one of the most remote and enigmatic places in the world, famous for being the home of an ancient megalithic Polynesian culture characterized by the erection of stone statues called *moais*. Many questions regarding its history are in debate, such as the date of the first human settlement, the decline of the civilization and its causes, among others. The island has become one of the most used examples of human impact on ecosystems. Currently covered mostly by grasslands, palynological studies have shown the former presence of arboreal and shrub vegetation, abruptly replaced by grasslands in recent times. The disappearance of this vegetation with notable presence of palms has been commonly attributed to deforestation by indigenous people, and often linked to societal collapse. The role of climate and other environmental factors has been generally dismissed. This has led to the use of Easter Island as a paradigmatic example of the consequences of environmental degradation by overexploitation of natural resources by human activities. However, this claim is controversial. The existing evidences are inconclusive due to sedimentary hiatuses and ambiguous chronological frameworks in most of the sequences studied, which prevent a clear picture of vegetation changes occurred and their possible links to humans. On the other hand, the vegetation and ecological history of Easter Island is not well known, and the effects of climatic changes occurred during the late Quaternary have not been properly assessed. Palynological studies have shown vegetation variations interpreted as consequences of climatic changes, while at the same time climate changes have been explained from the same vegetation variations, leading to a circular reasoning.

The main objective of this dissertation is to improve the paleoecological knowledge of Easter Island focusing on vegetation dynamics in response to environmental changes of the last 34 ka BP. Multiproxy analyses and robust chronostratigraphy (35 radiocarbon dates) have been carried out on sedimentary cores recovered from lake Raraku (Rano Raraku), one of the three current water reservoirs of the island. Nowadays, it is a shallow lake surrounded by a littoral vegetation belt mainly of *Scirpus californicus*, which also forms large floating patches. By using independent and complementary indicators, this research has identified environmental changes (from sedimentological, geochemical and biological data such as diatoms, charcoal, macrofossil remains) and vegetation responses to those changes (from pollen and plant macroremains). A long-term paleoecological study has been performed to observe natural variability and climatic effects on the vegetation prior to human presence. This is essential for the assessment of the anthropic impact.

Macrofossil analysis of the composite sequence RAR 03/07, of 19 m depth, has contributed to the characterization of the depositional environment and the evolution of local vegetation during the last 34 cal ka BP. The study has shown that macroremains assemblages have been influenced by changes in the run-off, the vegetation around and in the lake and the lake level. Indirect gradient analyses have shown that macroremains assemblages, lithofacies and geochemical data show similar stratigraphical patterns. Five main environmental-depositional phases have been established: 1) a deep lake with high erosion and run-off; 2) a shallow lake with less steep margins and the development of littoral vegetation; 3) the transformation into a peatland; 4) changes in the characteristics and composition of the peatland vegetation; and 5) reversion into a shallow lake. TWINSPANS-DISCRIM analyses show good correlations between the presence of particular macroremains and geochemical and sedimentary facies data, suggesting potential indicator value of environmental conditions of these macroremains. The large abundance of IBB-65 (probably trichomes) and terrestrial remains such as lichens and mosses are associated with higher ms, Ti and Fe, being potential indicators of high run-off and erosion. Solanaceae seeds and cladocera remains are linked to increased values of N and C, and low Ti, Fe and  $\delta^{13}\text{C}$ , likely indicating low erosion, raised lake productivity and the development of a littoral vegetation belt. Abundant seeds of Cyperaceae together with oribatid mites, other animal remains and *Dianella* seeds are related to peatland conditions and  $\delta^{15}\text{N}$ , and could be indicators of mire environment linked to lake anoxic conditions. Abundant *Scirpus* seeds, together with *Plumatella* may indicate the presence of a shallow lake conditions with peat mats.

The pollen analysis has shown significant vegetation changes in the last 34 cal ka BP. Seven vegetation phases have been identified between 34-4.5 cal ka BP. These show similarities to changes in the lithofacies, geochemical data and macrofossil associations, showing a close relationship to climatic changes (local and regional) and variations of the lake basin morphology. During the last Glacial, the Raraku crater was occupied by a deep lake with low productivity and high input of terrestrial material such as trichomes, mosses and lichens. Between 34-31 cal ka BP, the lake was surrounded by an open palm grove with a diverse understorey including *Coprosma* and grasses. Wetter and cooler conditions led to a decrease in palms and the increase in *Sophora*, Poaceae and Asteraceae between 31-17 cal ka BP. The trend to a warmer and/or drier climate during the deglaciation (started at c. 17 cal ka BP) favoured the increase of palm and *Triumfetta* (17-10.8 cal ka BP). These climatic conditions, jointly with the ongoing process of the sedimentary lake infilling, led to the establishment of low-gradient lake and shallow waters, and variations in the lake's biological processes. In these conditions, an increase of lake productivity and the appearance of large amounts of algae cf. *Tetraedrum* have been observed, which could indicate a more eutrophic system. The presence of cladocera between 17-8.7 cal ka BP (increased between 14.6-8.7 cal ka BP) and Solanaceae seeds between 11-8.7 cal ka BP also characterise the sediments during deglaciation. The change in the lake's morphology with less steep slopes allowed the development of a littoral vegetation belt. On the other hand, some small vegetation fluctuations have been observed during glacial and deglaciation periods, that could be the result of rapid climatic changes mainly described in the Northern Hemisphere such as the so-called Younger Dryas and Heinrich-events H1-H3, giving support to the hypothesis of a more widespread influence of these events, including the South Pacific region.

During the Holocene the lake was transformed into a mire, due to the infilling process and warmer and drier climate. This phase was characterised by increments of vegetative fragments and seeds of Cyperaceae, jointly with high abundance of oribatid mites and coleopteran curculionidae remains, probably linked to mire vegetation, and higher  $\delta^{15}\text{N}$ . Pollen and macrofossil analyses show a vegetation succession, led by the ability of establishment and growth of different plants and their ecological requirements. This plant succession was in part controlled by climatic factors. Initially, *Scirpus* was predominant, followed by a phase with ferns, *Dianella* and Cyperaceae (mainly *Cyperus*-type), and finally a phase with *Dianella* dominance. The presence of this plant in the island has been recognised for the first time in this study, providing knowledge of a native plant nowadays extirpated in Easter Island. Judging by the morphological similarity of the pollen grain and seeds, as well as geographic distribution, it seems to correspond to *D. intermedia/adenanthera*. At c. 7 cal ka *Dianella* started to decline and was replaced by Cyperaceae (*Scirpus* type) after c.5.6. *Dianella* and fern dominance coincides with a warmer and drier climate suggested for the early to mid-Holocene at mid latitudes of the west coast of South America. The rise of Cyperaceae is concurrent to an increase of wetter conditions in Easter Island and regionally. In the lake Raraku sediments, wetter conditions are suggested by decreases of  $\delta^{13}\text{C}$ , C/N,  $\delta^{15}\text{N}$  and higher ms, at 5.6 cal ka BP, jointly with a decrease of animal remains (such as oribatid mites, coleopteran, etc.)

The multiproxy analysis of the uppermost section of RAR 08 (pollen, diatoms, geochemistry, and sedimentary facies) has provided information about the last four millennia. This period is of great importance since it includes the beginning of human settlement and the replacement of arboreal and shrub vegetation by grasslands. The sequence analysed has shorter hiatuses than previously studied records, showing a more continuous history of environmental changes during this period. The results show a long and gradual-stepped replacement of palm-dominant forest by grasslands. It started at c. 450 BC and lasted for around 2000 years. The presence of *Verbena littoralis* in the record, a weed often associated with human activities, together with the significant correlation of charcoal increments and vegetation changes (increase in *Verbena*, and overall, increase in herbs and diminution of palms), suggest human implication, related to fire, in vegetation changes. The results suggest human establishment at c. 450 BC, 1500 years before the date which has been mostly accepted until now. Two sedimentary hiatuses recognized in the sequence have been interpreted as a consequence of an important drought period that may have prevented peat growing and/or favoured its erosion for several years during the Medieval Warm Period and the Little Ice Age periods. These conditions could have contributed to palm decline and vegetation changes. At c. AD 1200, sedimentological, geochemical and biological evidences suggest the

increase of the water table and the transformation of the Raraku site into a shallow lake with floating mats. This suggests higher rates of precipitation/evaporation concurrent to an overall wetter and slightly cold period in the Pacific, called the AD 1300 event. A few years after c. AD 1200 the pollen record shows a great decrease in palms and an increase of herbs, together with high increments of charcoal, which suggest the intensification of human activities. The dominance of *Pseudostaurosira* (belonging to the group *Fragilaria* s.l.) among diatoms also suggests increased erosion at the catchment, reinforcing the possible intensification of deforestation. Between c. AD 1200-1475 the vegetation was dominated by herbs (mostly *Verbena* and Poaceae). Between c. AD 1475-1875 the palm presence was the lowest, coinciding with higher abundance of charcoal and dominance of *Verbena*. Since c. 1875 Poaceae increased at the expense of *Verbena*. Human activities have also led to important vegetation changes in the last two centuries, such as the introduction of alien plants such as *Psidium guajava* and *Eucalyptus* sp. and the disappearance of native plants such as *Sophora toromiro*. Although the evidence is not conclusive, the American origin of *V. littoralis* reopens the debate of a possible role of Amerindian people in the colonization of the island.

Collectively, the results of this dissertation reveal significant and sometime rapid vegetation changes due to climatic variations and the depositional environment by basin sedimentary infilling during the last 34 cal ka BP. In the last 2.4 cal ka BP human activities have also contributed to landscape modifications. All these driving forces have acted simultaneously producing synergic effects and complex changes. The study shows that both the effects of climate change and lake infilling led to important vegetation changes, with a magnitude and rate similar to those occurred during the period of human presence. Hence, their importance during the period of human presence should not be underestimated as has been commonly done.



## MARC DEL TREBALL DE RECERCA

El present treball s'emmarca dins d'un grup de recerca multidisciplinar en el qual participen diferents institucions d'investigació (l'Institut Botànic de Barcelona, l'Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera, el Instituto Pirenaico de Ecología, el Centre d'Estudis Avançats de Blanes, -tots ells del CSIC-; la Universitat de Barcelona i la Universidade de A Coruña) que té com a objectiu general l'estudi del paleoclima del final del Quaternari a través de registres lacustres, fent especial èmfasi a les regions afectades pels modes climàtics ENSO i NAO (a través dels projectes ANDESTER, GEOBILA, LAVOLTER, PALEONAO i altres). Entre aquestes regions es va escollir l'Illa de Pasqua perquè conté l'únic registre continental de tota una gran regió del Pacífic Sud que té una gran rellevància per la dinàmica del clima global. Aquesta regió es veu afectada per la variabilitat en la posició latitudinal de la Zona de Convergència del Pacífic Sud, el del cinturó de tempestes dels vents del oest i la localització de l'Anticicló del Pacífic Sud.

## ORGANITZACIÓ D'AQUESTA MEMÒRIA I ARTICLES REALITZATS

Aquesta tesi doctoral es presenta en la modalitat de compendi de publicacions. La memòria de tesi doctoral està organitzada en cinc capítols:

- El primer capítol inclou una introducció general de la paleoecologia i la dinàmica de la vegetació, així com dels principals indicadors dels canvis de vegetació. També s'ofereix una visió general de dos dels principals motors que influeixen en la vegetació: la variabilitat climàtica i els impactes de les activitats humanes. En aquest primer capítol s'inclou també la descripció de l'àrea d'estudi, l'Illa de Pasqua, i s'exposen els principals treballs paleoambientals realitzats fins el moment a l'illa per tal de contextualitzar la investigació realitzada. Finalment s'especifiquen els principals objectius de la tesi.
- En el capítol 2 s'especifica la metodologia seguida per a l'obtenció del sediment, així com de les anàlisis realitzades (anàlisi de macrofòssils, pol·len, diatomees, carbons, fisico-químiques i sedimentàries). També es fa referència a l'establiment del marc cronològic de l'estudi.
- El capítol 3 presenta un resum dels resultats del quatre articles realitzats dins el context de la tesi doctoral. La versió íntegra i original d'aquests articles es presenta a l'annex.
- El capítol 4 presenta una discussió sobre els resultats paleoecològics obtinguts, integrant la informació aportada pels diferents anàlisis i estudis realitzats.
- Finalment el capítol 5 conté les conclusions del treball, que es presenten en anglès.

El treball d'aquesta tesi doctoral s'ha traduït en quatre articles científics, recollits a l'annex, dos d'ells publicats en revistes internacionals, un altre en premsa i un darrer en fase d'elaboració:

- **Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Margalef, O., Giral, S., Pueyo, J.J., Birks, H.H., Birks, H.J.B., Pla-Rabes, S.** 2012. **Macrofossils in Raraku Lake (Easter Island) integrated with sedimentary and geochemical records: towards a palaeoecological synthesis for the last 34,000 years.** (*Macrofòssils al Llac Raraku -Illa de Pasqua- integrat amb els registres sedimentari i geoquímic: cap a una síntesi paleoecològica dels últims 34000 anys*).

Publicat a Quaternary Science Reviews 34 (2012), 113-126

Presenta un estudi sobre restes macrofòssils en el sediment de llac Raraku i la seva relació amb el registre litoestratigràfic i geoquímic dels mateixos sediments del llac. Aquest permet identificar els principals factors tafonòmics que influeixen en les mostres i aporta informació sobre els processos i condicions paleolimnològiques que es donen en el llac durant aquest període. També contribueix en la caracterització dels canvis de vegetació.



- **Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Margalef, O., Bao, R., Pla-Rabes, S., Blaauw, M., Valero-Garcés, B., Giral, S., 2013. Vegetation changes and human settlement of Easter Island during the last millennia: a multiproxy study of the Lake Raraku sediments. (Canvis en la vegetació i assentament humà a l'illa de Pasqua durant els últims mil·lennis: un registre multiproxy dels sediments del llac Raraku).**  
Publicat a Quaternary Science Reviews 72 (2013), 36-48.

Aquest treball presenta un estudi de multi-indicadors de la secció superior d'un testimoni de sondeig (RAR 08), amb el registre sedimentari més continu dels testimonis recuperats en el llac fins ara pels darrers quatre mil·lennis. El seu estudi ha permès la reconstrucció de la dinàmica de la vegetació i els canvis ambientals ocorreguts a la conca durant aquest període. Aquest és un període de gran importància en la història de l'illa i a la vegada molt controvertit. Es considera que hi va tenir lloc l'arribada dels colonitzadors polinesis, així com una gran transformació ecològica amb la substitució de vegetació forestal per grans extensions de prats. Tanmateix els treballs paleoecològics realitzats fins el moment no han pogut determinar quan va tenir lloc ni com es va produir, a causa de problemes de datació de les successions sedimentàries i la presència d'importants hiatus amagant gran part del període. Malgrat la falta d'evidències s'ha especulat molt sobre el possible paper de l'home en aquesta degradació ambiental i les conseqüències que podria haver comportat la pèrdua de massa forestal per la societat indígena. Aquest estudi pretén posar una mica de llum en aquests temes, que s'han convertit en un acalorat debat en moltes disciplines científiques.

- **Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Prebble, M., Margalef, O. in press. First records and potential paleoecological significance of *Dianella* (Xanthorrhoeaceae), an extinct representative of the native flora of Rapa Nui (Easter Island) (Primers registres i possible significança paleoecològica de *Dianella* (Xanthorrhoeaceae), un representant extingit de la flora nativa de Rapa Nui -Illa de Pasqua-).**  
En premsa a Vegetation History and Archaeobotany. DOI :10.1007/s00334-014-0432-8.

Aquest treball mostra com l'estudi paleoecològic realitzat ha contribuït en el coneixement de la paleoflora de l'illa, aportant informació sobre les espècies natives i els seus hàbitats. La flora i la vegetació natives de l'illa de Pasqua, abans de la seva colonització per humans, és molt poc coneguda. Les anàlisis de pol·len i de macrofòssils ha permès identificar una nova espècie existent a l'illa en temps remots, i la definir el possible hàbitat on es trobava.

- **Climate and lake ontogeny as forcings of large vegetation changes at Lake Raraku (Easter Island) during Late Pleistocene and Holocene (El clima i la ontogènia del llac com a factors de grans canvis de vegetació al voltant del llac Raraku -Illa de Pasqua- durant el final del Pleistocè i l'Holocè).**  
En preparació, per ser sotmès a Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology

Aquest treball presenta un estudi de multi-indicadors dels canvis de vegetació ocorreguts entre 34000-4500 anys (incloent el final del Pleistocè i gran part de l'Holocè) al llac Raraku. L'objectiu és conèixer les respostes de la vegetació als canvis ambientals (principalment als canvis climàtics i en relació a l'evolució sedimentària del llac) durant aquest període. Els registres llargs són essencials per avaluar els efectes del clima sobre la vegetació. Donat que la colonització de l'illa es va produir a finals de l'Holocè, els canvis de vegetació anteriors són conseqüències de canvis ambientals com canvis climàtics, etc. no veient-se enterbolits per l'acció humana. Conèixer el rol d'aquests canvis en la vegetació és important per entendre la vegetació i els ecosistemes actuals i per avaluar (sense sobreestimar) el possible efecte de l'activitat humana en els canvis en èpoques més recents.

## INTRODUCCIÓ

*"This is the farthest we have come"*  
(va escriure el Capità Cook al seu diari a l'arribar a l'illa de Pasqua el 1774)



# 1. INTRODUCCIÓ

## 1.1. Context general i plantejament de la tesi doctoral

La vegetació, entesa com el conjunt de plantes que creixen de forma estructurada en una regió, es veu influenciada per nombrosos factors com per exemple les condicions climàtiques, litològiques, topogràfiques, edàfiques o les interaccions biòtiques; així com per les activitats antròpiques i altres perturbacions com ara incendis, erupcions volcàniques i desprendiments de terres, entre d'altres. Tots aquests factors varien amb el temps, de manera que la vegetació experimenta canvis més o menys accentuats al llarg dels anys.

Els estudis paleoecològics, com aquesta tesi doctoral, són una eina fonamental per a descriure la vegetació i els canvis que s'hi han produït al llarg del temps, així com per entendre els ecosistemes actuals i els processos que hi tenen lloc, ja que aquests són fruit de la interacció de fenòmens ecològics, ambientals i evolutius al llarg del temps. La paleoecologia pot definir-se com l'ecologia del passat (Birks i Birks 1980). És a dir, és la branca de l'ecologia que estudia els ecosistemes en el passat, incloent les interaccions entre els organismes i entre ells i el seu medi ambient, i la seva evolució en el temps (Rull 2010). Un dels principis fonamentals en què es basa és el de l'uniformisme, segons el qual els processos físics, químics i biològics actuals són els mateixos que han governat al llarg de la història de la Terra, tot i que la intensitat i la taxa poden haver variat en el temps (Delcourt i Delcourt 1991).

A diferència d'altres camps de l'ecologia, els ecosistemes del passat no poden observar-se directament, sinó que els components biòtics i abiòtics han de ser inferits a partir de restes fòssils i evidències directes o indirectes preservades al llarg del temps (Birks i Birks 1980; Delcourt i Delcourt 1991). És per això que una de les fonts d'informació més utilitzades en els treballs paleoecològics són els sediments lacustres i les torberes. També podem trobar indicadors i evidències paleoecològiques en sòls (Dimbleby 1985), espeleotemes (Caseldine et al. 2008), sediments fluvials (Brown 1999), sediments marins, etc. (Twindle 2012).

Els llacs són excel·lents arxius dels canvis ambientals ocorreguts al llarg del temps (Fritz 1996; Battarbee 2000; Cohen 2003; Giralte 2008). Són trampes naturals de sediment que acumulen material produït al propi llac (autòcton), així com també material transportat des de la conca de drenatge (material al·lòcton) de forma més o menys contínua, i on queden preservats senyals dels canvis ambientals (Smol i Glew 1992) (fig. 1.1). Diferents factors ambientals com la temperatura, la precipitació, les activitats humanes o l'activitat volcànica, entre altres, influeixen en els llacs i els ecosistemes del seu entorn, provocant canvis en la química de l'aigua, biota present, etc. que porten a canvis en el registre sedimentari. Així, l'anàlisi de les característiques físico-geo-químiques i del contingut en restes biològiques d'aquests sediments, aporta informació sobre les condicions ambientals, els processos sedimentaris i limnològics que s'hi donen i els organismes existents durant la seva deposició, integrant no només informació de les condicions in situ del propi llac (estat tròfic, comunitats planctòniques, bentòniques, etc.), sinó també de la conca de drenatge (p.ex. vegetació) i de l'atmosfera (condicions climàtiques) (Pietniz i Lotter 2009).

Les respostes als canvis ambientals estan limitades pel propi llac. La topografia i profunditat del llac, el règim hidrològic, la mida i composició de la conca de drenatge, juntament amb la biota present, entre altres, influeixen en com es registren els canvis en el sediment (Jackson 1990; Cohen 2003; Fritz 2008). Així doncs, és important conèixer les característiques del llac i el seu entorn a l'hora d'interpretar el registre (Cohen 2003). La contínua aportació de sediments al llac en modifica la morfologia i la profunditat per rebliment (procés anomenat ontogènia), la qual cosa influeix en la resposta a una determinada perturbació i al seu registre (Fritz 2008). És a dir, les respostes als canvis, com per

exemple un augment de temperatura, pot ser diferent i/o mostrar diferent senyal en un llac profund o en un llac en les seves fases finals de rebliment. Per altra banda els processos que tenen lloc en el sediment poc després de la deposició (diagènesi primerenca) també poden produir canvis en el registre i informar de processos a la conca (Binford et al. 1983; Cohen 2003). De forma similar als llacs, les torberes i altres zones amb acumulació de material en condicions que permeten la preservació de restes fòssils (baixa concentració d'oxigen, pH, etc. que dificulten l'acció dels descomponedors) també constitueixen bons arxius naturals de condicions ambientals.

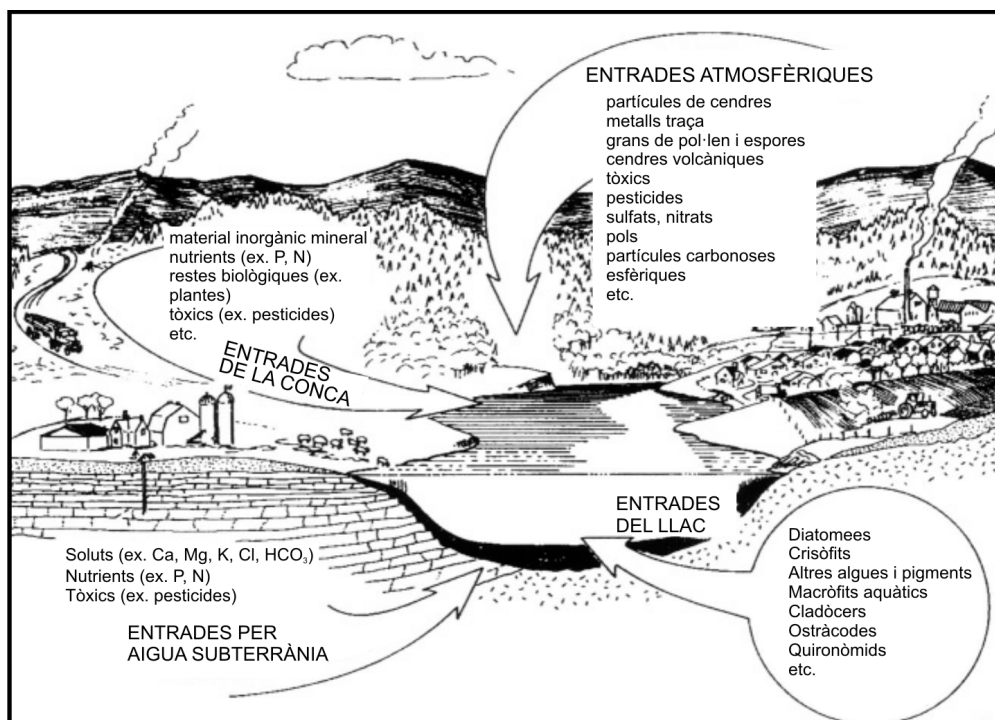


Figura 1.1. Diagrama esquemàtic mostrant l'acumulació en els llacs de diferents indicadors utilitzats freqüentment per determinar els canvis ambientals. Modificat de Smol et al. (2001).

Els sediments lacustres permeten obtenir informació paleoecològica i paleoclimàtica a llarg termini, és a dir, de centenars a milers d'anys, que no pot ser aportada pels registres climàtics instrumentals, limitats en general a desenes o a pocs centenars d'anys, ni per estudis ecològics que engloben en general pocs anys (Smol 1995; Swetnam et al. 1999). Els estudis de múltiples indicadors paleoambientals als sediments (els anomenats en anglès *multiproxy studies*) aporten evidències complementàries, i a la vegada independents, que ofereixen una visió més completa dels canvis ocorreguts, i permeten avaluar les relacions organisme-ambient (Battarbee 2000). Existeixen nombrosos indicadors de variacions paleoambientals de diferent naturalesa que es preserven en un registre sedimentari: canvis en la freqüència i intensitat d'avingudes de sediments, canvis de composició geoquímica (p.ex. en el contingut en nitrogen -TN-, en carboni -TC-, isotopia de l'oxigen, nitrogen, entre altres) o biològica (p.ex. contingut en grans de pol·len, diatomees, macrofòssils).

Els estudis paleoecològics i paleoclimàtics han pres molta importància en l'escenari actual de creixent impacte humà i ràpid canvi climàtic, el que en conjunt es coneix com a canvi global (Vitousek et al. 1997b) ja que aporten informació valuosa per preveure les possibles conseqüències i respostes de les espècies i els ecosistemes a les variacions de les condicions ambientals, així com a futurs canvis similars, sent útil en propòsits de gestió i/o conservació del medi (Edwards et al. 2007; Willis et al. 2007; Vegas-Vilarrúbia et al. 2011). En aquest sentit, permeten per exemple establir patrons naturals de variabilitat, determinar la resiliència dels ecosistemes a les pertorbacions i els nivells llindar que porten a respostes, identificar la capacitat de recuperació de les comunitats i les espècies, entre altres

(Swetnam et al. 1999; Willis i Bhagwat 2010; Vegas-Vilarrúbia et al. 2011). També aporten exemples de com les espècies responen als canvis en l'ambient, evidenciant fenòmens d'extinció, migració i adaptació, relacionats amb canvis ambientals.

Es parla de canvi global per englobar, d'una banda, els fenòmens lligats al que es coneix com a canvi climàtic i, de l'altra, altres impactes de les pressions sobre els ecosistemes causades per les activitats antròpiques no directament relacionades amb el clima. En les darreres dècades s'han identificat nombroses evidències que mostren l'existència inequívoca d'un ràpid canvi climàtic (IPCC 2007). Les principals constatacions d'aquest canvi són l'augment promig de la temperatura de l'aire i del mar, el desglaç generalitzat de les glaceres i els casquets polars, i l'augment de la mitjana mundial del nivell del mar (fig. 1.2) (IPCC 2007, 2013). Segons l'últim informe del Grup d'experts sobre el canvi climàtic (IPCC), s'ha produït un escalfament mitjà de la temperatura global (terrestre i oceàniques combinades) de 0,83°C (0,65-1,06 °C) durant el període de 1880-2012, així com modificacions en el règim de precipitacions i altres paràmetres climàtics (IPCC 2007, 2013; Serreze 2010). La major part de la comunitat científica considera en general que un dels principals responsables d'aquest canvi climàtic és l'augment de la concentració atmosfèrica del què es coneix com a gasos amb efecte d'hivernacle (particularment de diòxid de carboni i metà) i aerosols, com a resultat de les activitats humanes (Karl i Trenberth 2003; IPCC 2007, 2013). D'altra banda l'augment de la població humana i el desenvolupament de les societats també ha portat a un increment de l'explotació dels recursos naturals, importants canvis d'usos del sòl i a un fort impacte sobre els ecosistemes (Vitousek et al. 1997; Ellis et al. 2010). Per exemple s'ha calculat que l'any 2000 al voltant del 40% de la superfície terrestre lliure de gel estava visiblement transformada per l'ús directe per a l'agricultura o assentaments humans, mentre que un altre 37% es trobava en un estat semi-natural –amb certa transformació (Ellis et al. 2010). Així, tan sols un 22% de la superfície terrestre sense gel es mantenia no antropitzat, majoritàriament corresponent a àrees situades en els biomes freds i secs del món (Ellis et al. 2010). La contaminació dels ecosistemes per l'ús de fertilitzants, pesticides i herbicides són altres efectes visibles de les activitats antròpiques, a més de la modificació de la distribució global de les espècies i canvis en la biodiversitat (Castro et al. 2010), amb la introducció d'espècies a nous llocs, i extirpacions<sup>1</sup> i extincions en altres. Així doncs, per poder entendre com s'estan veient afectats els ecosistemes per totes aquestes pressions antròpiques i climàtiques actuals, així com preveure les seves futures conseqüències, són essencials els estudis paleoecològics, per a partir del passat ajudar a comprendre el present i el futur.

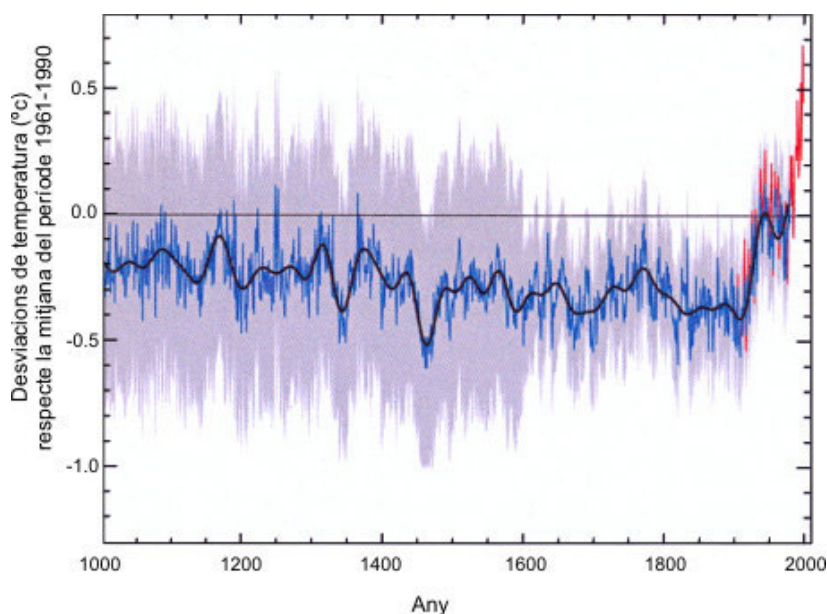


Figura 1.2. Evolució de les temperatures de l'Hemisferi Nord durant l'últim mil·lenni. Reconstrucció de la temperatura a partir d'indicadors paleoclimàtics (en blau) i dades instrumentals (en vermell). Es mostra la tendència suavitzada de la sèrie (en negre) i els límits d'error estàndard (en gris). Redibuixat de IPCC (2001), modificat de Mann et al. (1999).

<sup>1</sup> entesa com a extinció local; desaparició d'una espècie d'una àrea particular (tret de l'anglès *extirpation*)

## Plantejament de la tesi doctoral

La present tesis doctoral constitueix un estudi paleoecològic realitzat al llac Rano Raraku a l'Illa de Pasqua. Situada a l'Oceà Pacífic meridional (fig. 1.3), l'Illa de Pasqua és un dels llocs més remots, aïllats i enigmàtics de la Terra, famosa sobretot per haver-s'hi desenvolupat una de les cultures més sorprenents en suposades condicions d'aïllament. L'expressió més coneguda d'aquesta civilització són les escultures megalítiques anomenades *moais* (fig. 1.3). Tot i que l'illa ha estat objecte de diverses investigacions paleoecològiques i sobretot arqueològiques, entre altres disciplines, encara hi ha nombroses qüestions sense resoldre de la seva història, i especialment de la seva història ambiental, que són objecte d'un intens debat. Un dels temes més controvertits i que ha generat més interès i especulacions és el col·lapse o caiguda de la civilització de l'illa, que sovint s'ha associat a la degradació del medi per sobreexplotació dels recursos naturals per part de l'home. Això ha portat a utilitzar l'illa com a exemple paradigmàtic de les possibles conseqüències de la sobreexplotació dels recursos, i de com les societats humanes poden causar la seva pròpia destrucció (Flenley i Bahn 2003; Diamond 2005). Sovint l'illa ha estat equiparada a una Terra en miniatura (microcosmos), transcendent la comunitat científica i arribant al públic general com una advertència sobre el futur pròxim de la Terra sota les tendències actuals de deteriorament ambiental a escala global per l'acció humana (Flenley i Bahn 2003; Diamond 2005). Així doncs, per la seva situació i història, l'Illa de Pasqua és un lloc excepcional per l'estudi dels impactes dels canvis climàtics i de l'acció humana sobre la vegetació i el paisatge. La seva localització, allunyada del continent fa que el clima no es vegi esbiaixat per efectes d'aquest, i la seva colonització en els darrers mil·lennis permet avaluar els canvis de vegetació en relació amb el clima en el passat, sense que la senyal sigui enterbolida per efectes de l'acció de l'home. Això és essencial per establir les condicions de base i avaluar posteriorment l'efecte antròpic.

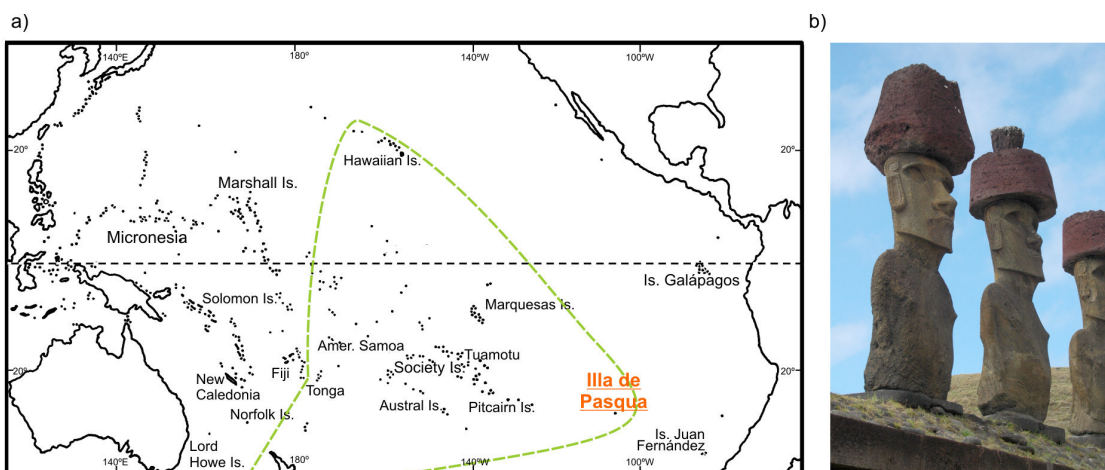


Figura 1.3. a) Localització de l'Illa de Pasqua dins la Polinèsia al sud de l'Oceà Pacífic. En línia discontinua s'assenyala l'anomenat triangle de la Polinèsia, àrea aproximadament triangular definida pels vèrtex a Hawaii, Illa de Pasqua i Nova Zelanda que conforma la regió de la Polinèsia. Mapa modificat de Elix i McCarthy (2008). b) Moais: escultures monolítiques erigides per la població indígena. Fotografia: Núria Cañellas Boltà.

Concretament el treball realitzat s'enfoca a l'estudi dels canvis ambientals que han tingut lloc en els darrers 34000 anys i a les respostes de la vegetació a aquestes variacions. A partir d'una investigació de diversos indicadors (*multiproxy*) incloent l'anàlisi palinològic, de restes macroscòpiques i paràmetres geoquímics i sedimentaris, es pretén identificar i comprendre els canvis de vegetació que han tingut lloc des de l'últim màxim glacial i els factors ambientals i/o antròpics que els han influït.

En aquesta introducció volem presentar breument els principals indicadors de canvis de vegetació en els sediments utilitzats en els estudis paleoecològics, principalment els grans de pol·len i les restes macrofòssils vegetals, així com altres indicadors paleoambientals (apartat 1.2). L'apartat 1.3. presenta



una visió general dels dos principals factors que afecten la vegetació com són el clima i l'impacte humà i el seu context en l'àmbit d'estudi. També s'inclou la descripció de l'àrea d'estudi (1.4) i el coneixement paleoecològic a l'illa fins a l'actualitat (1.4). Finalment s'exposen els objectius del treball (1.5).

## 1.2. Indicadors de canvis de vegetació i condicions ambientals

La principal tècnica utilitzada per determinar la dinàmica de la vegetació al llarg del temps és l'anàlisi del contingut de grans de pol·len i espores de falgueres i briòfits en els sediments (Faegri i Iversen 1989; Bennett i Willis 2001). Aquesta tècnica va néixer a principis del segle XX amb els treballs de Lagerheim i von Post en torberes de la regió escandinava (Holloway i Bryant 1986; Faegri i Iversen 1989). Von Post va concebre la idea de representar les dades del contingut de grans de pol·len de les diferents espècies en els sediments com a percentatge respecte el total en les mostres, i presentar-ho amb ordre estratigràfic (Von Post 1967). A més va demostrar la utilitat de l'anàlisi per les reconstruccions ambientals i correlacions estratigràfiques. Des d'aleshores el mètode ha estat desenvolupat i refinat i s'ha convertit en la tècnica més utilitzada en les reconstruccions ambientals. Inicialment aquesta tècnica va ser utilitzada per investigar els canvis climàtics al llarg del temps (Bennett i Willis 2001). Recentment s'ha posat èmfasi en la complexitat de la resposta de la vegetació als canvis climàtics, podent implicar valors llindars i decalatges temporals (Millar i Brubaker 2006). A més, s'ha reconegut la importància d'altres factors i processos que influeixen en la vegetació, com l'impacte humà, les condicions edàfiques, els canvis successionalis i altres factors biòtics (atacs de patògens, invasions i competència entre espècies, etc.) i abiòtics (Delcourt i Delcourt 1991; Dodson 1998; Bennett i Willis 2001; Millar i Brubaker 2006). Així, en les darreres dècades s'han utilitzat en molts estudis enfocats a l'anàlisi de les respostes de la vegetació als canvis ambientals.

Els grans de pol·len i les espores són produïts durant el cicle vital de les plantes, en general en grans quantitats, i alliberats a l'exterior, on són dispersats més o menys homogèniament (Birks i Birks 1980; Bennett i Willis 2001). Una petita part compleix la funció de reproducció, però molts d'ells es barregen a l'atmosfera i finalment cauen, podent-se dipositar en llacs, pantans, rius, mars, etc. (Birks i Birks 1980; Bennett i Willis 2001). Aquestes estructures de mida microscòpica (d'entre 5-100 µm, sent 20-30 µm la mida més freqüent) presenten una paret, la composició química de la qual, permet la seva preservació en els sediments en condicions anaeròbiques (Birks i Birks 1980; Moore et al. 1991; Bennett i Willis 2001). Això es deu a la presència d'un politerpè molt resistent als agents químics i a la degradació, anomenat esporopol·lenina, que li confereix gran resistència a la descomposició en els ambients no oxidants. Les característiques dels grans de pol·len i les espores (com són la forma i la mida) i les de la seva paret (el nombre, tipus i situació de les obertures que presenta, així com la seva estructura i ornamentació), permeten distingir els grans de pol·len, arribant a identificar famílies, gèneres i a vegades espècies (Moore et al. 1991; Bennett i Willis 2001). Per tot això, els grans de pol·len i les espores de falgueres solen ser abundants en els sediments i representen bons indicadors de la vegetació que els produeix, considerada un dels components estructurals essencials dels ecosistemes terrestres.

Els recomptes de grans de pol·len donen un registre quantitatiu dels canvis en les abundàncies dels tàxons observats al registre pol·línic (Prentice 1988) i per tant contenen informació de diferents tipus de processos que tenen lloc en la vegetació a diferent escala espacial (Prentice 1988). Existeixen diferències en la producció, dispersió i preservació dels grans de les diferents espècies vegetals que cal tenir en compte a l'hora d'interpretar el registre. Per exemple, les espècies de pol·linització anemòfila (pel vent) acostumen a presentar major producció i dispersió. Les interpretacions quantitatives han millorat en les darreres dècades amb un major coneixement sobre aquests factors, així com de la representació de la vegetació en l'espectre pol·línic. Així, per exemple, s'han realitzat estudis de sedimentació actual de pol·len per establir relacions entre grups de tipus de pol·len presents en els sediments i la vegetació d'una zona (ex. Walker 2000; Mazier et al. 2006; Rull 2006; Shen et al. 2006; entre altres) i s'han desenvolupat models i aproximacions numèriques de la dispersió de diferents espècies (ex. Hicks et al. 2001; van der Knaap et al. 2001) i models per reconstruccions quantitatives del paisatge i cobertes de sòl a escala espacial local i regional (Sugita 1994; Sugita et al. 1999). Les anàlisis

numèriques de les dades també contribueixen a interpretar les dades de pol·len fòssil mitjançant la identificació de les principals direccions de la variació en els conjunts de dades (Bennett i Willis 2001).

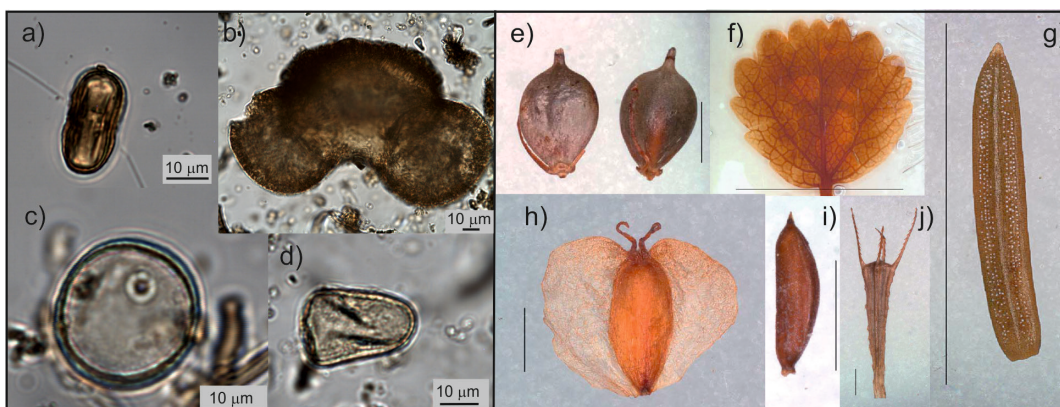


Figura 1.4. Diferents grans de pol·len (a-d) i restes macrofòssils vegetals (e-g; línia d'escala 1 mm). a) Apiaceae b) *Abies* (Pinaceae); c) Poaceae; d) Cyperaceae; e) fruit de *Scirpus lacustris* (Cyperaceae); f) fulla de *Betula nana* (Betulaceae); g) fulla de *Picea abies* (Pinaceae); h) fruit de *Betula pubescens* (Betulaceae); i) fruit *Cyperus engelmannii* (Cyperaceae); j) fruit de *Bidens cernua* (Asteraceae). a-d) Fotografies de Núria Cañellas Boltà; e-g) Imatges extretes de Birks (2007).

Un bon complement a l'anàlisi de pol·len en l'estudi de la vegetació del passat és l'anàlisi de restes macroscòpiques vegetals (Birks i Birks 2000; Birks 2001). Aquesta consisteix en la identificació, comptatge i interpretació ecològica de restes com fulles, llavors, fruits i altres restes prou grans per ser vistes a simple vista o amb l'ajuda d'una lupa binocular i ser manipulades amb les mans o unes pinces fines (Birks i Birks 1980) (fig. 1.4). A diferència dels grans de pol·len, les restes macrofòssils no solen ser transportades molt lluny de la seva planta d'origen, aportant sobretot una forta senyal de la vegetació local (Birks i Birks 1980; Birks 2001, 2007; Mauquoy et al. 2010). Així, s'han utilitzat sobretot per caracteritzar la biota local, i especialment en llacs, la dinàmica de la vegetació aquàtica i ripària, vegetació molt sensible als canvis en l'estat tròfic i el nivell del llac (Birks i Birks 1980; Birks 2001, 2007). Sovint les restes macrofòssils permeten una identificació a nivell taxonòmic menor que el pol·len, arribant a nivell de gènere o espècie en famílies com ara les gramínies, compostes o ciperàcies, entre d'altres, quan l'anàlisi pol·línic només permet la identificació a nivell de família i/o gènere (Birks 2001, 2007). Les principals limitacions d'aquesta tècnica, però, es troben en la baixa producció de macrorestes en general, que fa que es requereixi de força material per la seva anàlisi, i la deposició puntual i no homogènia de les restes, de manera que el contingut en macrofòssils pot variar entre punts propers, no sent adequats per correlacions regionals (Birks 2001).

Altres restes vegetals com els fitòlits o els estomes també són utilitzades, tot i que menys freqüentment, com a indicadors de la vegetació en estudis paleoambientals, sovint acompanyant l'anàlisi pol·línica (fig. 1.5). Els fitòlits són microrestes de composició mineral (generalment sílice opalí) que es formen en diferents parts de diverses plantes per precipitació d'àcid monosilícic absorbit per les plantes per l'aigua del sòl (Piperno 2001). Són resistents a l'oxidació conservant-se en els sòls i els sediments quan la matèria orgànica de la planta desapareix. La seva morfologia i mida varia en funció de les plantes (i fins i tot del lloc on es formen), permetent identificar determinades espècies, gèneres i/o famílies (Piperno 2001). Per exemple dins de la família de les poàcies permet diferenciar entre algunes subfamílies, ajudant a caracteritzar les comunitats de gramínies i la seva dinàmica (Gallego i Distel 2004; Iriarte i Paz 2009). Sobretot han estat emprats en estudis de paleobotànica i arqueologia per a la identificació d'espècies cultivades, però també s'han utilitzat en treballs paleoecològics (ex. Blinnikov et al. 2002; Parker et al. 2004; Thorn 2006, 2007; Hodson et al. 2008).

Els estomes (fig. 1.5) són grups de cèl·lules epidèrmiques especialitzades, la funció dels quals és regular l'intercanvi de gasos ( $O_2$  i  $CO_2$ ) i la transpiració (vapor d'aigua). Estan formats per un mínim de dues

cèl·lules anomenades cèl·lules oclusives. La forma i el nombre dels estomes varien entre les espècies. Tot i que en general no són molt abundants, els estomes poden preservar-se en els sediments, particularment els de coníferes que es troben lignificats (MacDonald 2001). El seu reconeixement pot complementar l'anàlisi de pol·len, ja que sovint permet la identificació a nivell d'espècie o gènere, a més d'aportar informació de presència local (Hansen 1995; MacDonald 2001).

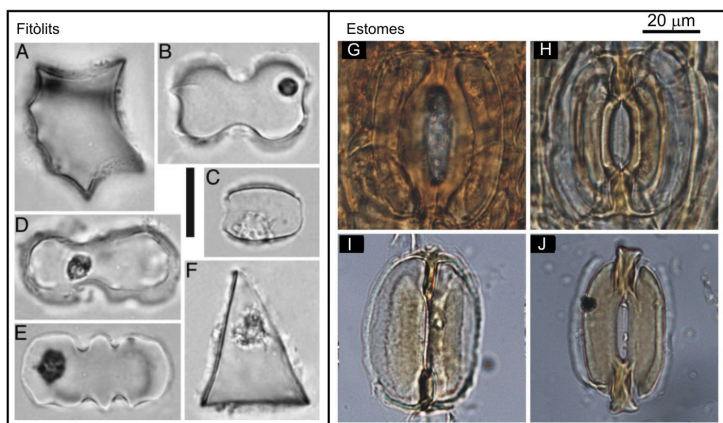


Figura 1.5. A-F Fitòlits: Barra d'escala 10 µm. (A) tipus-*Chusquea* (Poaceae Bambusoideae); (B) bilobat invertit; (C) en forma de sella de montar (Poaceae Chloridoideae); (D) tipus-*Stipa* bilobat (Poaceae Pooideae); (E) Crenat (Poaceae Pooideae); (F) desconegut. Extret de Strömberg 2005. G-J Estomes: (G) *Pinus tabulaeformis*; (H) *Cedrus deodara*; (I) *Larix principis*; (J) *Juniperus formosana*. Modificat de Zhang et al. (2011).

A banda dels indicadors de vegetació que hem presentat fins ara, són freqüents en el sediment moltes altres restes d'organismes, sobretot aquàtics o amb fases de vida aquàtiques, com cladòcers, quironòmids, coleòpters, algues, entre d'altres, que poden aportar informació sobre les condicions ambientals (Birks i Birks 1980; Smol i Glew 1992; Smol et al. 2001; Cohen 2003). Entre les algues hi destaquen les diatomees, unes algues unicel·lulars que presenten una paret de sílice que es preserva en certes condicions. Les espores de fongs, ous de tardígrada, amebes i altres organismes sovint són estudiats en les mateixes preparacions que l'anàlisi de pol·len, constituint un grup heterogeni que es coneix com a palinomorfs no pol·línics (en anglès *non pollen palynomorphs -NPP*) (van Geel 2001). Tots aquests organismes poden informar sobre l'estat tròfic del sistema, el nivell d'aigua, així com processos que tenen lloc a la conca com per exemple activitats antròpiques, erosió, etc. (Reed et al. 1999; Battarbee et al. 2001; van Geel 2001; Cugny et al. 2010). D'altra banda els carbons s'han utilitzat sovint com a indicadors de variacions en la freqüència d'incendis, el gran augment de la qual generalment s'interpreta sovint com a senyal antròpic (Whitlock i Larsen 2001).

A part de restes d'organismes, el tipus de sediment constitueix també una font d'informació. La seva composició i estructura ens aporta també coneixement sobre l'origen i l'ambient de deposició (Birks i Birks 1980). La composició mineral, la composició orgànica i el valor dels isòtops estables (principalment de C, N, O) donen informació sobre les condicions de salinitat, productivitat, nivell d'aigua del llac, pH, estat tròfic, contaminació i processos de la conca com fenòmens d'erosió i anòxia, entre altres (Birks i Birks 1980; Smol et al. 2001; Leng 2005). La correcta interpretació d'aquests indicadors, depèn de la comprensió dels processos diagenètics i predeposicionals que tenen lloc (Cohen 2003). Per exemple elements com Na, Si, Al, Ti poden aportar informació sobre la intensitat d'erosió a la conca (Cohen 2003) mentre que elements de metalls traça com el Pb i el Hg s'han utilitzat com a indicadors d'entrada de contaminants (Boyle 2001; Cohen 2003). L'anàlisi de la matèria orgànica, com la determinació del TOC, s'ha utilitzat sovint com indicadora de productivitat (Cohen 2003). En aquesta línia la relació de C/N de la matèria orgànica i els valors isotòpics de  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{15}\text{N}$  aporten informació sobre l'origen de la matèria orgànica, indicant la proporció de matèria orgànica terrestre i algal en el llac, i indirectament de la productivitat del llac i el clima (Meyers i Lallier-Vergès 1999; Cohen 2003). En aquest sentit valor baixos de C/N indiquen la contribució majoritàriament de fitoplàncton (amb valors en general entre 4-10), mentre que valors alts indiquen aportacions de matèria orgànica d'origen terrestre (valors majors de 20 en la relació C/N són típics de plantes terrestres, riques en

cel·lulosa i pobres en proteïnes). Per altra banda  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^{13}\text{C}$  són principalment font d'informació de paleotemperatures, relacions precipitació/evaporació (P/E) i de la biota (Cohen 2003; Leng 2005).

### 1.3. Principals motors de canvi de vegetació

Entre els factors que influeixen en les variacions de la vegetació d'una zona destaquen els canvis climàtics i els impactes de les activitats humanes. En aquest apartat ens centrarem en aquests dos factors i les seves característiques a la regió de l'àrea d'estudi.

#### 1.3.1. Variabilitat climàtica del Quaternari tardà.

Els canvis climàtics han estat identificats com un dels motors més importants de modificacions en la cobertura i composició de la vegetació en nombrosos estudis (p.ex. Davis 1983; Newnham et al. 2007; Montade et al. 2013). El clima és un sistema complex que ha anat variant al llarg del temps a diferents escales temporals i espacials (global, regional, local). A escala global, el clima és el resultat de complexes interaccions entre els diferents subsistemes que conformen el nostre planeta (l'atmosfera, l'oceà, la biosfera, la litosfera, i la criosfera) i la influència dels canvis en la radiació solar sobre aquests (Bradley 1999), sovint presentant respostes no lineals i nombrosos mecanismes de retroalimentació positiva i negativa (Bradley 1999; Alverson et al. 2003). A escala més petita, altres factors com la topografia, etc. són essencials en la caracterització del clima local i regional.

En les darreres dècades s'ha progressat molt en la comprensió del clima del passat amb l'increment i diversificació d'estudis a partir de registres marins, lacustres i terrestres, de testimonis de gel, d'espeloetemes, etc., juntament amb el desenvolupament de mètodes més precisos de datació absoluta. A diferència de les tècniques de datació relativa en què només s'ordenen els materials i els esdeveniments per antiguitat, els mètodes de datació absoluta permeten estimar l'edat dels materials, aportant un marc cronològic més precís i acurat dels canvis. Entre aquests mètodes hi destaca la datació radiomètrica, que es basa en què molts materials (com ara restes orgàniques, roques, etc.) contenen determinats elements en forma d'isòtops radioactius (inestables) que es desintegren transformant-se en isòtops més estables a una taxa constant coneguda. Així, calculant la relació entre el contingut d'isòtop radioactiu i l'element estable es pot calcular l'edat del material (Walker 2005). Altres mètodes de datació absoluta molt utilitzats són la dendrocronologia, la cronologia de varves, i la termoluminescència, entre altres. Gràcies a aquestes tècniques s'ha pogut realitzar la reconstrucció acurada en el temps dels canvis succeïts en la composició atmosfèrica, el volum de gel dels casquets, les temperatures superficial del mar, la disponibilitat hídrica en zones continentals, entre altres, i observar així la variabilitat climàtica existent.

El Quaternari, el període geològic que comprèn els darrers 2,6 milions d'anys, es caracteritza per nombrosos canvis climàtics, amb l'alternança de períodes interglacials de condicions relativament càlides, i períodes glacials relativament freds amb el desenvolupament de grans cobertes de gel a altes latituds i altituds. La durada i freqüència d'aquestes oscil·lacions ha variat al llarg del Quaternari (Imbrie et al. 1993). En general, els períodes glacials han estat més llargs que els interglacials i es caracteritzen també per un baix nivell del mar. Aquestes oscil·lacions s'han vinculat als canvis cíclics en paràmetres orbitals de la Terra, els anomenats cicles de Milankovitch (fig. 1.6). Aquest són cicles astronòmics amb una periodicitat d'entre 20-100 ka, relacionats amb: l'excentricitat de l'òrbita terrestre (canvi en la forma de l'òrbita terrestre al voltant del sol, d'el·líptica a circular, ~100000 anys), canvis en l'angle d'inclinació de l'eix de la Terra (~41000 anys) i canvis en la precessió dels equinoccis (~19000-23000 anys). La quantitat de radiació solar que arriba a la Terra i la distribució latitudinal i estacional d'aquesta radiació varia en funció de la seva posició en aquests cicles, que tenen lloc de manera simultània i superposada (Bennett 1990; Imbrie et al. 1993).

Aquests cicles són els motors fonamentals inductors d'aquestes oscil·lacions. No obstant l'efecte del balanç energètic directe de les variacions orbitals sembla insuficient per explicar la gran amplitud de canvi observat en els registres, així com tampoc permet explicar les transicions ràpides observades,

sobretot entre els glacials-interglacials (Sigman i Boyle 2000; Rudiman 2003). Així, altres mecanismes intervenen en la modulació dels canvis climàtics al planeta, com per exemple fenòmens de retroalimentació positiva que amplifiquen el forçament orbital per produir aquests cicles (Sigman i Boyle 2000). S'han proposat diversos mecanismes, com l'efecte de l'albedo en el gel o les variacions de  $\text{CO}_2$  atmosfèric (Sigman i Boyle 2000). En aquesta línia, els registres de  $\text{CO}_2$  obtinguts en testimonis de gel mostren que la quantitat de  $\text{CO}_2$  disminueix durant els períodes glacials i augmenta en els interglacials (Sigman i Boyle 2000; Siegenthaler et al. 2005).

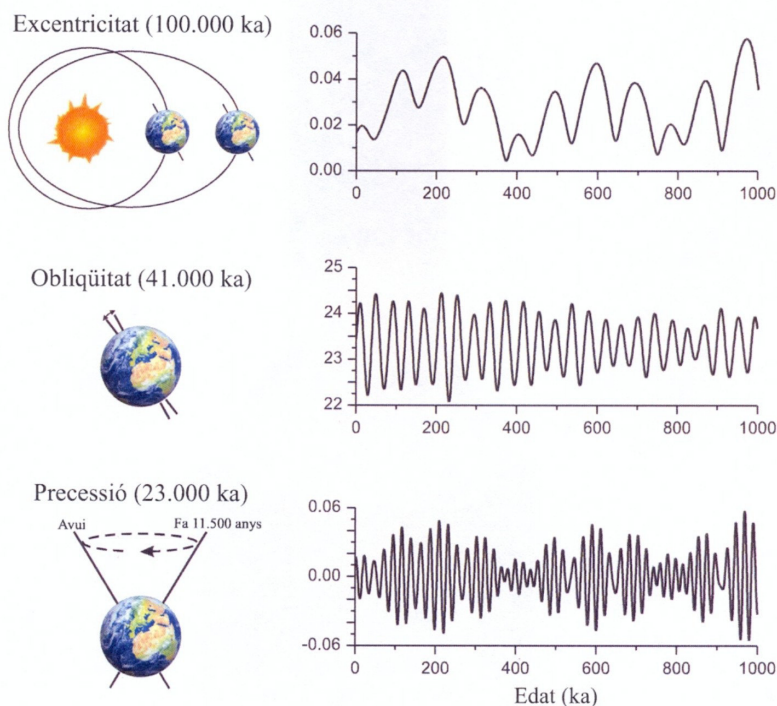


Figura 1.6. Cicles de Milankovitch. Extret de Frigola (2012)

Els períodes glacials i interglacials no han estat homogenis. Per exemple, s'ha anomenat Últim Màxim Glacial (en anglès *Last Glacial Maximum -LGM*) a un període centrat en els 21000 cal anys BP (en general entre el 23000-19000 cal anys BP) definit com el moment de màxima expansió dels gels (Mix et al. 2001; Lambeck et al. 2002). Durant el LGM el nivell del mar es trobava 120-130 m per sota l'actual i la temperatura global del planeta va ser d'uns  $6^\circ$  inferior a l'actual de mitjana, tot i que el refredament no va ser igual arreu, sent major a latituds elevades (Lambeck et al. 2002).

A part de les oscil·lacions a gran escala, també existeixen transicions climàtiques ràpides d'escala de mil·lennis-centúries o inferiors (Adams et al. 1999; Alley 2000; Boyle 2000; Clement i Peterson 2008). Així, per exemple en l'últim període glacial (entre els 110000-11000 anys BP) s'han identificat en els testimonis de gel de Groenlàndia períodes curts més càlids durant les condicions generalment fredes regnants. Aquestes oscil·lacions són anomenades cicles de Dansgaard-Oeschger (D-O) i consisteixen en abruptes fases d'escalfament ( $5\text{-}10^\circ$  a la regió de l'Atlàntic Nord) cap a condicions quasi-interglacials (interestadials) seguides de refredaments graduals (estadials) (Clement i Peterson 2008; Cimatoribus et al. 2013). Relacionats amb les fases més fredes dels D-O, s'han descrit també esdeveniments freds curts, els anomenats esdeveniments de Heinrich (H). Les causes d'aquest canvis climàtics ràpids són encara controvertides. S'han proposat diferents processos com ara mecanismes lligats a "forces" orbitals i variabilitat solar (Heinrich 1988; Clemens 2005) o factors interns com la inestabilitat intrínseca de les capes de gel (MacAyeal 1993), canvis en les concentracions de gasos amb efecte d'hivernacle i aerosols, o canvis en els vents, entre altres (Arz et al. 1998; Adams et al. 1999; Wunsch 2006; Clement i Peterson 2008). En general és força acceptat que aquests canvis ràpids podrien estar lligats a



modificacions de la circulació termohalina oceànica, afectant la distribució de calor global (Boyle 2000). En aquesta línia, els esdeveniments Heinrich s'han descrit com episodis de gran refredament en el que grans armades d'icebergs s'alliberaren de les capes de gel de l'hemisferi nord (de la capa de gel Laurentià) cap a l'Atlàntic Nord. La fusió d'aquests a l'Atlàntic hauria provocat una disminució de la salinitat i un gran canvi en la circulació termohalina oceànica, reduint o fins i tot aturant la formació d'aigües profundes, i conseqüentment el transport de calor de l'Oceà cap a altes latituds, causant refredament a l'Atlàntic Nord (p.ex. Hemming 2004; Muller et al. 2006). Un altre esdeveniment de canvi ràpid reconegut és l'anomenat Younger Dryas (YD), considerat per alguns un esdeveniment Heinrich (H-0) (Adams et al. 1999). És un període fred descrit principalment a l'hemisferi nord entre els 12,9-11,5 cal ka BP (durant la desglaciació), el refredament i el posterior escalfament del qual va ser molt ràpid, sent considerat aquest últim un dels millors anàlegs per l'estudi del canvi climàtic actual (Cole 2009; Vegas-Vilarrúbia et al. 2011).

L'abast global d'aquests esdeveniments de canvi ràpid és encara controvertit (Clement i Peterson 2008). Principalment s'han reconegut en testimonis de gel de Groenlàndia i en registres de l'hemisferi Nord (Boyle 2000; Clement i Peterson 2008). Més qüestionades són les evidències d'aquests esdeveniments a l'hemisferi sud. Alguns estudis en aquesta regió suggereixen la relació entre esdeveniments freds de l'hemisferi nord amb canvis en la temperatura superficial del mar, o augments de precipitació i/o de la productivitat marina (p.ex. Arz et al. 1998; Baker et al. 2001, 2001b; Haug et al. 2001; Wang et al. 2004; Clement i Peterson 2008; Muller et al. 2008) de manera que es produiria una resposta de les latituds altes i baixes a les oscil·lacions climàtiques ràpides. Tanmateix, tot i que els patrons mostren semblança no està clar els mecanismes que produeixen aquesta resposta, i la relació entre esdeveniments no està reconeguda totalment (Wunsch 2006).

La comparació dels registres de Groenlàndia i de l'Antàrtida gràcies a les concentracions de metà dels testimonis de gel (fig. 1.7), ha mostrat una a-sincronització dels esdeveniments entre ambdós registres (Blunier et al. 1997; Blunier i Brook 2001; EPICA 2006; Severinghaus 2009). Per exemple durant la desglaciació els testimonis de gels de l'Antàrtida mostren un període de retorn a condicions més fredes durant la tendència general d'escalfament, l'anomenat Revers fred de l'Antàrtic (*Antarctic cold reversal - ACR*) (14-12,5 cal ka BP), que precedeix el YD (fig. 1.7) (Blunier et al. 1997).

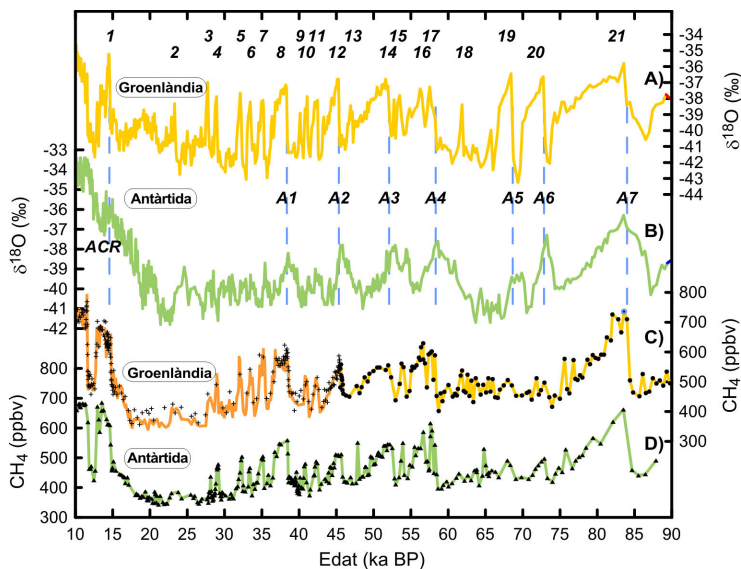


Figura 1.7. Dades de  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\text{CH}_4$  en els nuclis de gel de Groenlàndia i l'Antàrtida. Les línies discontinües verticals marquen l'inici dels principals esdeveniments D-O. Els números indiquen esdeveniments D-O. A)  $\delta^{18}\text{O}$  obtingut en el testimoni de gel de Groenlàndia GISP2; B) corba de  $\delta^{18}\text{O}$  en el testimoni de l'Antàrtida Byrd, amb el temps ajustat a GISP2 gràcies a les estimacions de metà. C) dades de metà per GISP2 i GRIP. Creus, punts i línia groga representen GISP2; línia taronja (més fosca) segons GRIP (45,5 ka fins l'Holocè); D) dades de metà de l'Antàrtida (Byrd). Redibuixat de Blunier i Brook (2001).

Això va portar a descriure's l'anomenat mecanisme balanci bipolar (en anglès "*bipolar see-saw*") que implica que esdeveniments freds a l'hemisferi nord corresponen a esdeveniments càlids a l'hemisferi sud i viceversa (Blunier et al. 1997; Blunier i Brook 2001) (fig. 1.7). Aquest comportament antifàsic s'ha interpretat sovint en termes que un hemisferi lidera l'altre (Schmittner et al. 2003). El caràcter més gradual i antifàsic s'explicaria també per la seva principal transmissió oceànica a través del debilitament de la circulació termohalina (Schmittner et al. 2003). Més recentment s'han proposat també mecanismes de teleconnexió atmosfèrica en aquest forçament bipolar (Anderson et al. 2009).

Durant els períodes interglacials, com el present Holocè, també s'han observat canvis climàtics importants (Alverson et al. 2003; Mayewski et al. 2004), que han fet canviar la percepció inicial de la comunitat científica sobre l'estabilitat climàtica d'aquests períodes (Mayewski et al. 2004). Per exemple s'han observat diverses fluctuacions que podrien ser una continuació del cicle a escala mil·lennial però de menys intensitat (Bond et al. 1997; Adams et al. 1999; Lamy et al. 2001; Schulz i Paul 2002). Principalment han estat descrits també a l'hemisferi nord, però és possible que alguns d'especialment notables fossin de caire més global (Adams et al. 1999; Alley 2000). Entre la variabilitat climàtica observada durant l'Holocè hi destaca per exemple l'escalfament ràpid de l'inici de l'Holocè; el període relativament càlid entre els 11-5 cal ka BP anomenat Màxim Tèrmic de l'Holocè -*Holocene Thermal Maximum* (Rensen et al. 2012); l'interval càlid i sec entre el AD 900-1350 conegut com òptim climàtic medieval -*Medieval climatic optimum*, MCO- (Mann 2002); el període fred caracteritzat per un petit avanç de les glaceres entre els s. XIV-XVIII anomenat la petita edat de gel -*Little Ice Age*, LIA- (Rind i Overpeck 1993; Wanner et al. 2008), entre d'altres. S'ha observat que els inicis i la magnitud d'aquestes variacions climàtiques varien substancialment entre diferents regions.

Recentment també s'han definit fenòmens climàtics d'alta freqüència que operen a escales interanuals, de diversos anys a diverses dècades. Entre ells destaca l'anomenat El Niño-oscil·lació del sud (El Niño/Southern Oscillation - ENSO) a escala plurianual, i l'Oscil·lació decadal del Pacífic (*Pacific Decadal Oscillation* -PDO) a escala de diverses dècades (20-60 anys), entre d'altres. L'ENSO és un fenomen amb importants conseqüències socio-econòmiques globals (McPhaden et al. 2006), relacionat amb modificacions de la circulació oceànica al Pacífic (a la circulació del gir del Pacífic), per temperatures anòmales a l'Est del Pacífic equatorial, acoblades a anomalies en les pressions atmosfèriques del Pacífic Oriental (McPhaden et al. 2006). Durant el episodi de *el Niño*, s'incrementa la precipitació al centre d'Amèrica i del Pacífic (Dai i Wigley 2000) mentre que es registren importants sequeres al Sud Est d'Àsia i Austràlia. Per la seva banda el PDO està relacionat amb les temperatures superficials al Pacífic nord (Pena 2008).

En resum, el clima ha oscil·lat al llarg del temps i en múltiples escales temporals simultàniament (interanual, en dècades, segles, mil·lennis i en diversos mil·lennis), a vegades amb transicions abruptes. Els estudis paleoecològics mostren com les espècies responen individualment a aquests canvis, implicant variacions en la seva producció i abundància, i per tant suposant canvis en la composició de les espècies que conformen les comunitats a una escala anual-decadal, i amb fenòmens de migració, colonització, extirpació i extinció generalment a escala més gran (Delcourt et al. 1983; Delcourt i Delcourt 1991; Jackson i Overpeck 2000; Millar i Brubacker 2006).

En aquest sentit, hi ha molts estudis que mostren importants canvis en la composició de vegetació entre els períodes glacials i interglacials, així com dins d'aquests períodes, a causa de canvis climàtics (ex. Newnham 1992; Newnham et al. 2007; Jiménez-Moreno et al. 2010; Harrison i Sánchez-Goñi 2010; Montade et al. 2013). Per exemple, Heusser i Van de Geer (1994) a partir del registre pol·línic dels darrers 350 ka d'un testimoni marí obtingut a prop de la costa de South Island (Nova Zelanda, 45°S) van mostrar com durant els interglacials les anàlisis de pol·len mostraven gran abundància de coníferes i arbres de fulla ample com *Nothofagus*, *Dacrycarpus*, *Podocarpus* o *Phyllocladus* entre d'altres (amb variacions de composició entre els diferents interglacials), mentre que en els glacials mostraven l'expansió de plantes herbàcies i la disminució dels components del bosc. A l'hemisferi Nord s'han descrit diversos exemples de colonització postglacial de latituds nord de diversos arbres des de refugis

en regions meridionals on van romandre durant l'últim període glacial, implicant desplaçaments de centenars de quilòmetres (Davis 1981; Huntley i Birks 1983; Webb 1987). Per exemple, Margaret Davis va elaborar, a partir del registre pol·línic, mapes de migració durant el període interglacial a Amèrica del Nord (ex. Davis 1981, 1983) (fig. 1.8). Aquests treballs van demostrar com les espècies (i no tota la comunitat) migraven de forma individual en resposta als canvis climàtics quant a la taxa de desplaçament i trajectòria (Davis 1983). A partir d'aquests i altres treballs s'han estimat taxes de migració d'entre 100-1000 m/any, difícils d'explicar considerant els mecanismes de dispersió de les espècies involucrades (Clark et al. 1998; MacLachlan et al. 2005; Pearson 2006). Per explicar aquesta paradoxa, s'ha proposat un important rol de la dispersió a llarga distància via mecanismes com transport de llavors per ocells, etc. (Clark 1998; Clark et al. 1998; MacLachlan et al. 2005; Pearson 2006). Alternativament s'ha suggerit que la migració pot provenir també de petites poblacions que van sobreviure en petites àrees amb ambients locals favorables o microrefugis, protegides de les condicions ambientals regionals desfavorables (Willis et al. 2000; Stewar i Lister 2001; Pearson 2006; Rull 2009). D'altra banda també s'han descrit desplaçaments en altitud en regions de muntanya (Davis 1983; Tinner i Kaltenriender 2005; Walther et al. 2005; Berthel et al. 2012). Per exemple als Alps centrals suïssos s'ha interpretat moviments verticals de la línia del bosc de 800 m durant la transició de l'últim glacial/Holocè (Tinner i Kaltenriender 2005).

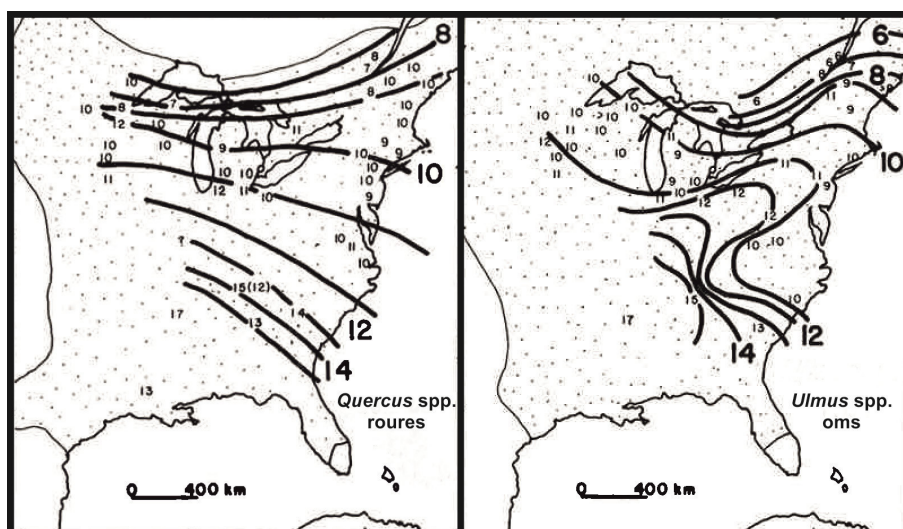


Figura 1.8. Mapa de migració a Amèrica del Nord de *Quercus* spp (roures) i *Ulmus* spp. (oms). Davis va realitzar diagrames d'acumulació de pol·len i mapes de migració de diferents espècies d'Amèrica del Nord. Extret de Davis (1983).

També s'han observat en diverses regions canvis en la vegetació en resposta a variacions climàtiques ràpides, com ara els D-O o els esdeveniments Heinrich (ex. Grimm et al. 1993; Jiménez-Moreno et al. 2010). Per exemple Grimm et al. (1993) van mostrar canvis en l'abundància de pins respecte a roures al Sud de Florida durant els esdeveniments Heinrichs (fig. 1.9). Un altre exemple el trobem als Andes veneçolans, on Rull et al. (2010) van mostrar un canvi abrupte en la vegetació (amb un declivi de *Podocarpus*, *Polylepis* i *Huperzia*, juntament amb un augment de poàcies i asteràcies) al registre de la Laguna Anteojos entre el 12,86 i el 11,65 cal ka BP, coincidint amb el YD. Aquests autors van estimar desplaçaments verticals de vegetació de 400-500 m. De fet, el nom de Younger Dryas prové de l'observació d'abundant restes macrofòssils i grans de pol·len d'una planta d'ambients àrtics, *Dryas octopetala*, en registres de Suècia i Dinamarca durant un curt període.

Davant de variacions climàtiques més petites, com les ocorregudes durant l'Holocè també s'observen canvis en la composició de la vegetació en moltes regions. Per exemple estudis d'alta resolució en



sediments del llac Clair al Canadà, mostren importants canvis en l'abundància de les espècies del bosc (Houle et al. 2012) durant la petita edat de gel (LIA). El clima més fred durant aquest període va afavorir especialment una major abundància de *Picea rubens* i menor abundàncies d'espècies caducifòlies com *Acer saccharum* (l'auró del sucre), *Betula alleghaniensis* (el bedoll groc) i *Fagus grandiflora* (el faig americà) (Houle et al. 2012).

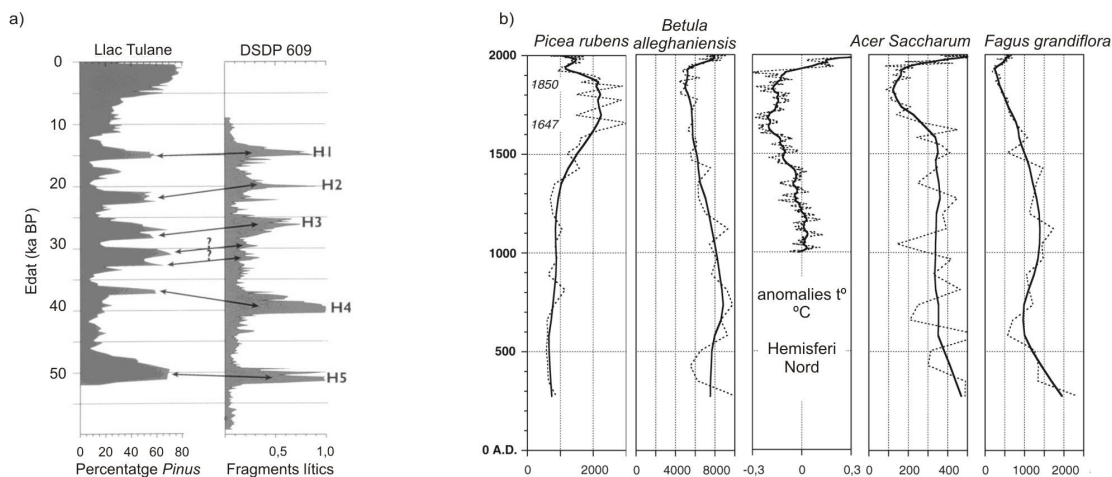


Figura 1.9. a) Respostes a canvis climàtics ràpids. Correspondència entre l'abundància de pol·len de pi al llac Tulane (esquerra) i esdeveniments freds de Heinrich (indicats per variacions en fragments lítics de testimonis de l'Atlàntic nord com DSDP 609) (Grimm et al. 1993). Redibuixat de Grimm et al. (1993). b) Variacions de taxa d'acumulació de pol·len (grans cm<sup>-2</sup> any<sup>-1</sup>) de *Picea rubens*, *Betula alleghaniensis*, *Acer Saccharum* i *Fragus grandiflora* al llac Clair al Canadà durant els últims 17 segles. S'observen importants canvis en l'abundància de les espècies durant el LIA. Les línies en negre mostren la tendència suavitzada. Extret de Houle et al. (2012).

D'altra banda també s'han descrit reduccions, extirpacions (extinció local) i extincions a causa de canvis climàtics. Per exemple *Pinus remota* que durant l'últim màxim glacial formava extensos boscos en valls, actualment es troba restringit a escasses poblacions en les muntanyes al llarg de l'eix Texas/Chihuahua (Lanner i Van Devender 1998). Un cas d'extinció ha estat descrit per Jackson i Weng (1999), que a partir d'estudis morfològics i anatòmics de restes fòssils (fulles i cons) van mostrar evidències de l'extinció de *Picea chitchfieldii*, un component dominant en els boscos de la vall del baix Mississipi (al sud dels Estats Units) al final del Quaternari, possiblement per canvis climàtics relacionats amb la finalització del glacial.

### **Clima del final del Pleistocè i Holocè a la regió del Pacífic Sud-est.**

Si ens centrem en la zona d'estudi, la regió del Pacífic Sud juga un paper molt important en la comprensió del canvis climàtics a la Terra (fig. 1.10). Representa una àmplia regió on interactuen diversos sistemes oceànics i atmosfèrics de manera encara no totalment compresa. En les darreres dècades, ha augmentat el nombre d'estudis paleoclimàtics en aquesta regió, principalment a partir de registres oceànics, i registres continentals circum-Pacífics (de Sud Amèrica, Austràlia i Nova Zelanda), que permeten dibuixar els principals canvis des de l'últim màxim glacial (LGM).

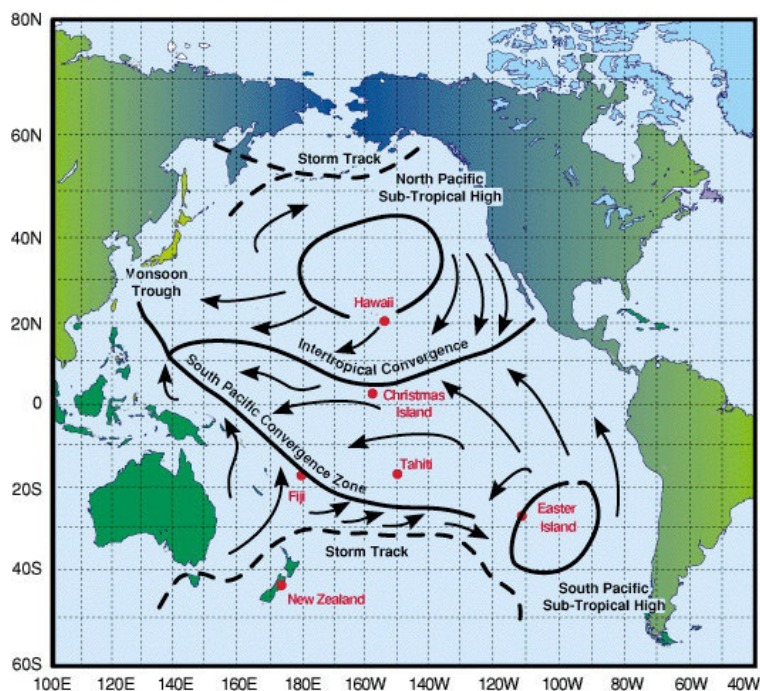


Figura 1.10. Principals sistemes atmosfèrics al Pacífic. Font: <http://joannenova.com.au>

Segons estudis de temperatures superficials del mar a latituds mitjanes properes a la costa de Xile les temperatures més fredes es van enregistrar entre els 23-21 cal ka BP (Kim et al. 2002). Diversos treballs suggereixen que la posició i la intensitat del cinturó de tempestes del sud (*Southern Westerlies*-SW) i les tempestes ciclòniques associades haurien tingut un paper fonamental en el règim de precipitacions al sud de l'Oceà Pacífic (p.ex. Lamy et al. 1998; Stuu i Lamy 2004; Kaiser et al. 2005). En aquesta línia s'han suggerit temperatures més fredes i major precipitació durant el LGM a latituds mitjanes d'Amèrica del Sud, i precipitacions reduïdes a altes latituds (Lamy et al. 1998, 1999; Valero-Garcés et al. 2005). Això suggereix un desplaçament cap al nord dels SW al voltant de 5° de latitud (Kim et al. 2002; Kohfeld et al. 2013), o el seu enfortiment (Kohfeld et al. 2013). No obstant, alguns estudis pol·línics, així com estudis de modelització, no estan d'acord amb aquest escenari, i han suggerit un desplaçament cap als sud dels SW (Markgraf 1989; Hulton et al. 1994). Segons estudis de Lamy i col·laboradors (Lamy et al. 1998, 2000; Stuu i Lamy 2004) els moviments dels SW vindrien controlats pels cicles de precessió.

Durant la desglaciació, les temperatures van augmentar substancialment i els SW s'haurien desplaçat cap al sud (McCulloch et al. 2000). Els registres oceànics mostren l'inici de l'augment de la temperatura superficial del mar (SST) al voltant del 18-19 cal ka BP (fig. 1.11), coincidint amb un retraïment dels gels Antàrtics (Kim et al. 2002; Kaiser et al. 2008), mentre que els registres continentals mostren una resposta més tardana (entre 16-18 cal ka BP) (p.ex. Sáez et al. 2009; Montade et al. 2013). Alguns registres suggereixen condicions més humides coincidint amb els esdeveniments freds de l'hemisferi nord (Baker et al. 2001, 2001b; Ackert et al. 2008; Bertrand et al. 2008). Per exemple Baker i col·laboradors van mostrar la correlació d'esdeveniments curts humits i el període YD, així com els esdeveniments Henrich 1 i 2 (H1 i H2) al Salar de Uyuni (20°S) (Baker et al. 2001b). Tot i això, com ja hem comentat en l'apartat anterior, encara és molt controvertida l'ocurrència d'aquests esdeveniments a l'hemisferi sud, i altres registres no mostren cap canvi destacable (p.ex. Hillyer et al. 2009; Kilian i Lamy 2012). Per altra banda alguns registres oceànics de latituds elevades suggereixen un refredament previ al YD, més o menys sincrònic a l'ACR (Kaiser et al. 2008).

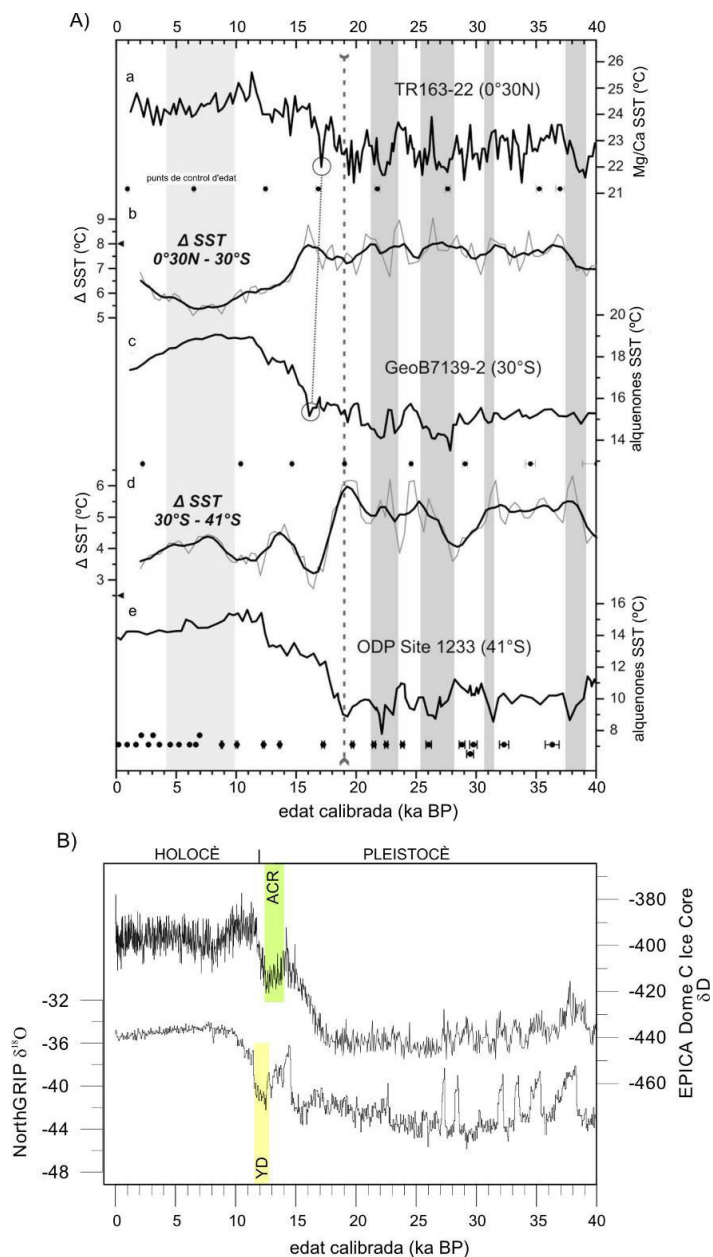


Figura 1.11. A) Reconstruccions dels gradients de SST entre 41°S i l'Est Pacífic Equatorial (EEP). a) Registre de temperatures derivat de Mg/Ca de l'EEP (Lea et al. 2006); b) gradient de SST entre el 0°30'N i els 30°S; c) Reconstruccions SST basades en alcanones a 30°S (GeoB7139-2) (Kaiser et al. 2008); d) gradient de SST entre 30 i 41°S; e) reconstruccions SST basats en alcanones a 41°S (ODP Site 1233) (Kaiser et al. 2005). Totes les reconstruccions del gradient SST han estat calculades a partir de la interpolació a 400 anys del registre de la SST. Les línies fines grises representen mitjanes mòbils de 5 punts. Ombrejats grisos corresponen a esdeveniments freds. Extret de Kaiser et al. 2008. B)  $\delta^{18}\text{O}$  de NorthGRIP (Groenlàndia), i  $\delta\text{D}$  EPICA Dome C (Antàrtica) (dades extretes de NOAA; North Greenland Ice Core Project members 2004; Epica members 2004)

La primera meitat de l'Holocè s'ha descrit en general com a un període amb condicions més càlides i seques, tot i que el començament i l'amplitud d'aquestes condicions varia segons el registre (p.ex. Moreno i León 2003; Valero-Garcés et al. 2005; Moreno et al. 2007; Hernández et al. 2013). Per exemple el registre palinològic de Palo Colorado (32°S) mostra una fase seca entre 8,7-5,7 cal ka BP (Maldonado i Villagran 2006), mentre que a la Laguna Aculeo (34°) aquesta es produeix entre 9,5-5,7 cal ka BP. Aquestes condicions més seques s'han relacionat amb el desplaçament cap al Sud dels SW i una baixa freqüència d'esdeveniments ENSO durant aquest període (Jenny et al. 2002; Moy et al. 2002; Conroy et al. 2008). Finalment, l'Holocè tardà s'ha interpretat com un període molt variable, amb la majoria de registres suggerint tendències cap a condicions més fredes i humides (Maldonado i Villagran 2002; Valero-Garcés et al. 2005) probablement amb una major precipitació i disminució de l'evaporació, una estació seca més curta o una combinació d'ambdós. Alguns autors han mostrat evidències de canvis notables en el darrer mil·lenni en força sincronia amb períodes pròpiament descrits per l'hemisferi nord, com el període de l'Òptim Climàtic Medieval (MCO) i la Petita Edat del Gel

(LIA) (Nunn 2007). En aquest sentit, el MCO (1200-700 cal ka BP o AD 750-1250) s'ha interpretat com un període de condicions més càlides i seques a la conca del Pacífic, mentre que el LIA (600-200 cal anys BP o AD 1350-1800) es considera en general com un període de condicions fredes i seques, amb gran variabilitat climàtica interanual (Nunn 1997, 2007). Entre ambdós períodes s'ha descrit l'esdeveniment AD 1300, com un període de ràpid refredament i en general més precipitació (Nunn 2007).

### 1.3.2. Colonització i efectes de les activitats antròpiques a la Polinèsia

A banda del clima, un altre dels principals factors que produeix importants canvis en la vegetació i grans transformacions del paisatge arreu del planeta són les activitats humanes (Binford et al. 1987; Sala et al. 2000; Chapin et al. 2001). A la regió de la Polinèsia<sup>2</sup> on es troba l'àrea del nostre estudi, la història humana es remunta a tan sols uns quants mil·lennis. En aquest apartat ens centrarem en el procés de colonització i els impactes de les activitats humanes en aquesta regió.

Les evidències arqueològiques, lingüístiques i antropològiques suggereixen que els habitants de la Polinèsia formen part d'un mateix grup cultural de la família de les cultures Austronèsiques (Rick et al. 2013) que amb coneixements avançats de navegació, van arribar a punts remots de l'oceà Pacífic. El patró i les dates de dispersió i establiment a les diferents illes és encara avui molt controvertit, amb cronologies a cada illa que varien en més de 1000 anys (McGlone i Wilmshurst 1999; Wilmshurst et al. 2008, 2011) (fig. 1.12). A partir de treballs arqueològics, s'ha establert la colonització de la zona més occidental com Tonga i Samoa per poblacions de cultura Lapita al voltant del 3,2-2,7 cal ka BP (1300-750 BC) (Kirch 1986; Nunn 2007; Kirch i Kahn 2007). En canvi, existeix més debat sobre quan va començar l'expansió cap a l'est i com de ràpid es va produir (Kirch i Kahn 2007; Wilmshurst et al. 2008, 2011). Molts investigadors consideren que existeix una pausa de durada desconeguda (d'entre segles o mil·lennis) entre la colonització de les illes de l'oest i la subseqüent expansió cap a l'est (Kirch i Kahn 2007; Wilmshurst et al. 2008). Les teories més acceptades fins el moment situen l'arribada a la regió central de la Polinèsia (incloent les Illes Marqueses i Societat) entre els c. AD 300-900, seguida dels assentaments a les illes més remotes com Hawaii i l'Illa de Pasqua, i cap el AD 1000 a Nova Zelanda (Spriggs i Anderson 1993; Kirch i Kahn 2007) (fig. 1.12). Tanmateix, s'han proposat dates més antigues de colonització a les diferents illes. Per exemple algunes cronologies proposen que l'expansió a l'est de Tonga i Samoa va tenir lloc després del 500 BC, sent colonitzat el Centre de l'Est de la Polinèsia abans del AD 300, l'Illa de Pasqua el voltant del AD 400, Hawaii el AD 750 i Nova Zelanda entre els AD 800-1000 (Kirch 1986; Finney 1998). Estudis recents re-analitzant 1434 edats radiocarbòniques d'arreu de la Polinèsia i, considerant criteris estrictes sobre l'acceptació de les dades (en fiabilitat i repetitivitat de les dades), han suggerit una colonització més tardana per la regió central, proposant dates al voltant dels c. AD 1020-1120 per les Illes Societat, i AD 1190-1290 per les illes més llunyanes com l'Illa de Pasqua i Nova Zelanda (Wilmshurst et al. 2011, 2011b; Mulrooney et al. 2011).

---

<sup>2</sup> La regió de la Polinèsia inclou 10 arxipèlags d'illes principals: Tonga, Samoa, Illes Societat, Cook, Australs, Tuamotu, Gambier, Marqueses, Hawaii, i Nova Zelanda, i moltes altres illes isolades dins un triangle definit pels àpex a Nova Zelanda, Hawaii i Illa de Pasqua.

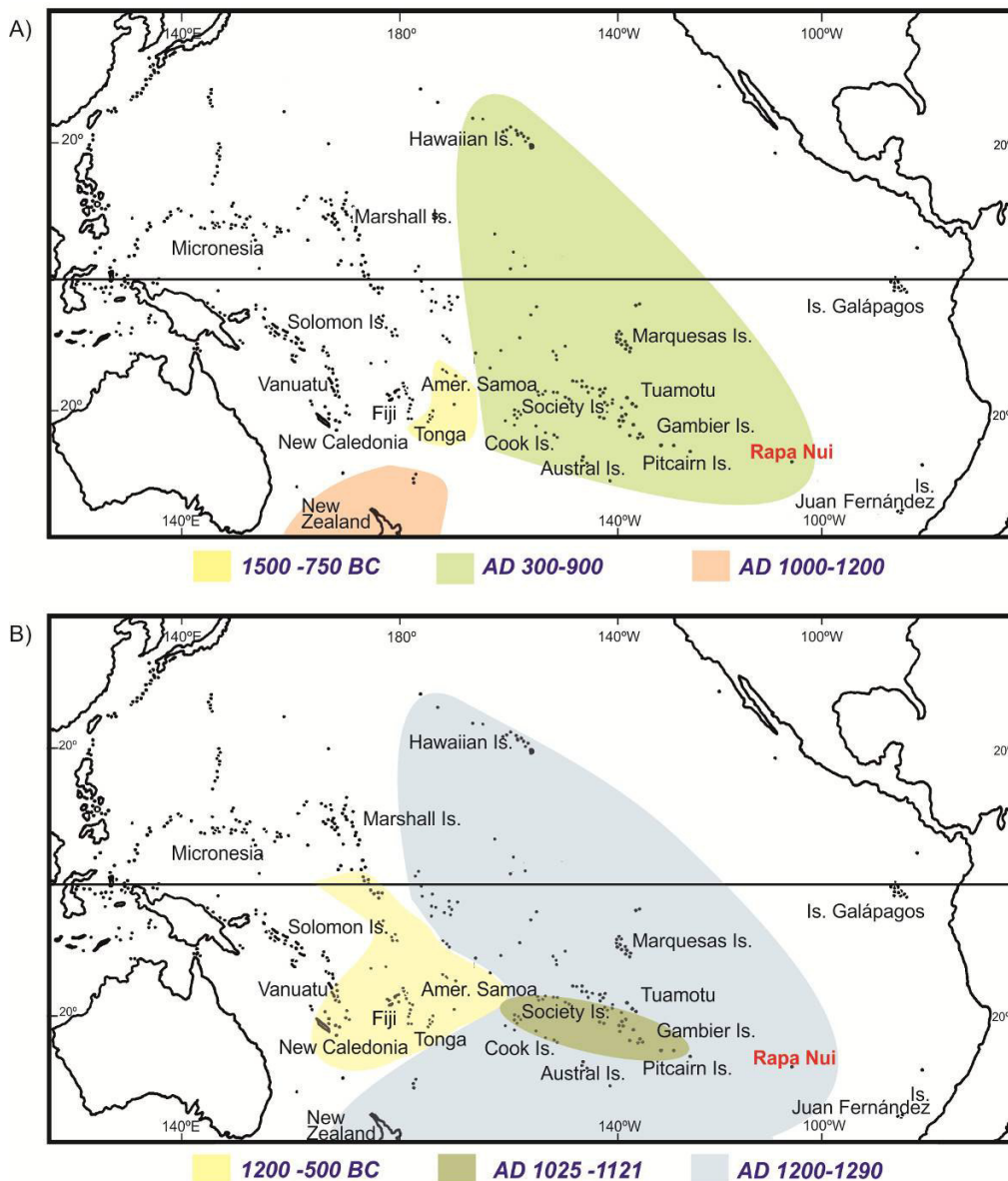


Figura 1.12. Dos models proposats de colonització i dispersió de les poblacions polinèsies sobre el Pacífic. A) segons Spring i Anderson (1993) amb la colonització de la regió central de la Polinèsia entre els AD 300-950, inicialment les Marqueses AD 600, i entre AD 600-950 la resta d'illes del centre i est de la Polinèsia i finalment Nova Zelanda el AD 1000-1200; B) Segons estudis recents de Wilmshurst et al. (2011). Mapa modificat de Elix i McCarthy (2008). En vermell l'illa de Pasqua (Rapa Nui), àrea del nostre estudi.

En la seva expansió per l'Oceà Pacífic les poblacions polinèsies transportaven molts dels recursos necessaris per la seva supervivència. És el que s'ha anomenat "paisatge transportat" (en anglès "*man's transported landscape*"). Aquest concepte va ser introduït pel botànic Edgar Anderson per referir-se al fet que en els seus viatges els polinèsies no només portaven objectes sinó també nombrosos animals i plantes, així com els models cognitius de com s'havia de gestionar el paisatge (Kirch 2009). Així doncs, l'establiment de poblacions polinèsies a les illes va comportar la introducció de moltes plantes cultivades, ja sigui com a aliment o medicinals o amb altres utilitats, juntament amb la introducció afegida de males herbes i plantes ruderals. L'agricultura representava un pilar fonamental per la subsistència de les poblacions polinèsies. Inicialment l'anomenat "cultiu itinerant" era molt comú (Rolett 2008; Kirch 2009). En aquest, mitjançant l'ús del foc, s'obtenien clarianes en la vegetació aptes per cultivar, deixant descansar i recuperar el terreny cada cert temps (Rolett 2008). Entre els cultius



més comuns en les societats polinèsies hi trobem moltes plantes tuberoses com el taro (*Colocasia esculenta*), el nyam (*Dioscorea* spp), el ti (*Cordyline*) i molts arbres com els cocoters (*Cocos nucifera*), etc. (fig. 1.13) (Rauch et al. 1996; Rolett 2008). Aquests cultius, però, van haver d'adaptar-se a les diferents limitacions i característiques de les illes colonitzades, el que ha portat a una diversitat de paisatges horticulturals a la regió. Amb el temps, les pràctiques horticulturals van esdevenir més complexes i intenses en moltes illes, on es van desenvolupar sistemes de control i optimització de l'aigua (sistemes de cultius intensius secs, agricultura d'irrigació). En altres es va desenvolupar l'arboricultura (Rolett 2008). En nombrosos registres paleoecològics s'han identificat evidències de desforestació associada a grans augments de freqüència de focs (McGlone 1989; Wilmshurst et al. 2008; McWethy et al. 2010). Per altra banda també s'han observat terrasses, pol·len de plantes cultivades, i altres evidències inequívokes de conreus (ex. Kennett et al. 2006; Prebble i Wilmshurst 2009; Horrocks et al. 2012, 2013).

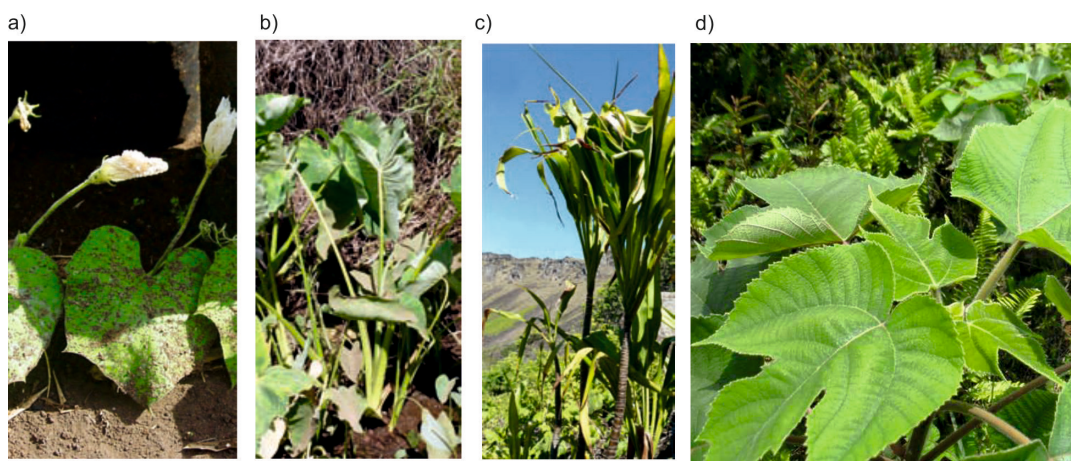


Figura 1.13. Diverses plantes freqüentment cultivades per les poblacions polinèsies. a) *Lagenaria ciceraria* (Carbassa); b) *Colocasia esculenta* (taro); c) *Cordyline fruticosa* (arbre de la sort) d) *Broussonetia papyrifera* (morera de paper, mahute). a-c) Fotos extretes de Dubois et al. (2013) i d) extreta de <http://www.missouribotanicalgarden.org/>

A part de plantes útils, també transportaven animals domesticats com gallines, gossos, etc., i altres animals com petits rosegadors, etc. introduint nous possibles depredadors, herbívors i competidors per la biota nativa. Per exemple, molts estudis han destacat que la introducció de la rata del Pacífic (*Rattus exulans*) en illes sense depredadors d'aquests va tenir conseqüències devastadores (McGlone 1989; Athens et al. 2002; Wilmshurst et al. 2008; Athens 2009). Aquests rosegadors presenten altes taxes de reproducció i són grans consumidors de llavors, ous d'ocells i vegetació, produint greus efectes a la flora i la fauna (Athens 2009). Per exemple se'ls ha atorgat un rol rellevant en la disminució dels boscos a Hawaii, Nova Zelanda i a vegades a l'Illa de Pasqua, impeding la regeneració dels arbres (McGlone 1989; Athens et al. 2002; Athens 2009; Hunt i Lipo 2009). Per altra banda estudis de restes òssies en contextos arqueològics han revelat el declivi, i en alguns casos l'extinció, de fauna nativa, probablement per sobrecaça, la introducció de noves espècies i destrucció de l'hàbitat (Steadman 1995; Athens et al. 2002). Sobretot destaquen les disminucions de les poblacions de peixos i especialment d'ocells en moltes illes, molts dels quals van ser extirpats i alguns van arribar a extingir-se (Steadman 1995; Rick et al. 2013). Un exemple molt conegut és el cas dels moa a Nova Zelanda (Kirch 2009). El contacte amb els europeus a partir del segle XVI (però sobretot del segle XVIII en endavant) va portar noves onades d'introduccions de noves espècies, algunes d'elles de caràcter invasor, a més de destrucció de boscos i transformacions del paisatge per explotació de recursos naturals, particularment durant el segle XX amb l'establiment de plantacions comercials (Porteus 1978; McWethy et al. 2010).

El grau en què les poblacions polinèsies van transformar els ecosistemes varia en funció de l'illa. Les evidències arqueològiques i paleoecològiques mostren un impacte inicialment baix de les activitats humanes a les illes grans de l'oest, assolint majors proporcions al cap d'un mil·lenni de la colonització

(Ellison 1994; Anderson 2002). Aquest patró sembla depenent de la densitat de la població, amb un augment amb la progressiva expansió de l'agricultura (Anderson 2002). En canvi, a les illes de l'est, tot i que és més controvertit per la incertesa en la cronologia, sembla haver-se produït un efecte més important des de l'inici, possiblement a causa, en part, de la mida més petita de les illes. Rolett i Diamond (2004) van identificar diferents factors que influeixen en la vulnerabilitat dels ecosistemes de les illes, com per exemple la isolació, la mida, les precipitacions i aportacions externes de pols, l'edat de la illa, entre d'altres. En moltes illes, tot i l'important impacte antròpic, es van desenvolupar sistemes que van permetre la supervivència i desenvolupament de moltes societats (Rolett i Diamond 2004; Rolett 2008). En canvi, en altres s'ha suggerit que l'esgotament de recursos per la sobreexplotació va portar al declivi de la població. És el cas de l'illa de Pasqua, àrea del nostre estudi. Algunes illes petites van ser habitades i posteriorment abandonades, però no es coneix la importància en la desaparició d'aquestes poblacions de l'impacte humà sobre els ecosistemes o altres efectes com canvis climàtics, malalties, etc. (Anderson 2001, 2002).

En síntesi molts estudis han demostrat un important impacte de les activitats humanes (de forma directa o indirecta) en les illes polinèsies, amb evidències de grans modificacions del paisatge (desforestació, erosió, etc.), introduccions de nombroses espècies i disminució, o fins i tot extinció, d'espècies natives, lligades a la presència humana (p.ex. Kirch 1986; Lepofsky et al. 1996; Wilmshurst 1997; Anderson 2002; Kennett et al. 2006; Prebble i Wilmshurst 2009; McWethy et al. 2010). En general, les comunitats biològiques de les illes oceàniques són molt vulnerables a les perturbacions i invasions d'espècies al·lòctones pel seu aïllament i petita mida (Kirch i Kahn 2007; Castro et al. 2010). Alguns científics defensen també una important contribució de les variacions climàtiques en aquests canvis (Nunn 1997; Hunter-Anderson 1998).

## 1.4. Àrea d'estudi

### 1.4.1. Descripció de l'illa de Pasqua

L'illa de Pasqua, anomenada localment Rapa Nui, és una illa petita ( $\approx 166 \text{ km}^2$ ) d'origen volcànic situada al Sud-est de l'oceà Pacífic ( $27^{\circ}09'S$ ,  $109^{\circ}27'W$ ) (fig. 1.14). Constitueix un dels indrets més remots i aïllats de la Terra, trobant-se a una distància d'aproximadament 3700 km del continent americà i a uns 2028 km de les illes Pitcairn, la zona poblada més propera (fig. 1.14) (CONAF 1997; McLaughlin 2007). L'illa més pròxima és el petit illot deshabitat de Sala y Gómez a 415 km. El nom de "Illa de Pasqua" prové del navegant holandès Jakob Roggeveen que va anomenar-la "*Paasch Eyland*" al desembarcar-hi el dia de Pasqua de 1722.

L'illa pertany políticament a Xile des del 1888. Actualment suporta una població d'uns 6000 habitants concentrats en un sol nucli urbà, anomenat Hanga Roa, ubicat a l'extrem oest de l'illa (dades del 2012, segons Dubois et al. 2013). La principal activitat econòmica actual és el turisme, gràcies a la gran riquesa arqueològica i històrica del lloc, que ha transformat l'illa en un dels punts de més fascinació i atracció internacional. El 43% de la superfície forma part del "Parque Nacional Rapa Nui" que el 1995 va ser declarat Patrimoni Mundial de la Humanitat per la UNESCO (CONAF 1997). L'illa és coneguda per haver-s'hi desenvolupat una cultura polinèsia amb trets distintius importants, com les grans escultures megalítiques en forma humana anomenades *Moai* i un sistema d'escriptura, el *Rongo Rongo*, encara avui no totalment desxifrada (fig. 1.15). Segons estudis antropològics i arqueològics, els *Moai* representaven estàtues dedicades a la memòria de caps de tribu ancestrals (CONAF 1997). Van ser esculpits majoritàriament en tova volcànica obtinguda en el volcà Rano Raraku entre el AD 1000-1500 (CONAF 1997). Des d'aquí eren traslladats principalment a la zona costera on eren situats sobre plataformes de cerimònia anomenades *Ahu*, des d'on presidien totes les activitats del poblat (CONAF 1997). L'elaboració i el transport d'aquestes estàtues són dos dels grans misteris de l'illa.



Figura 1.14. a) Situació de l'Illa de Pasqua a l'oceà Pacífic dins la Polinèsia. Mapa modificat de Elix i McCarthy (2008). b) Distància aproximada de l'illa amb els llocs més propers. Modificat de Flenley i Bahn (2003). c) Fotografia del paisatge de l'illa. Fotografia de Núria Cañellas Boltà

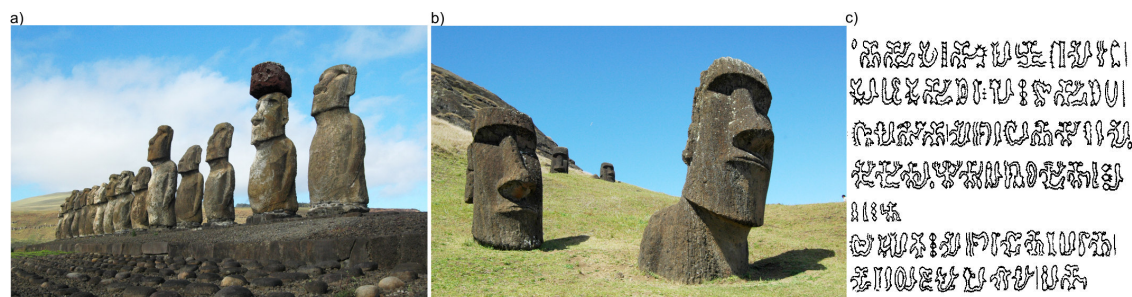


Figura 1.15. a i b) Diversos Moais. Fotografies de Núria Cañellas Boltà. Existeixen al voltant de 300 Ahu (plataformes de cerimònia) i 1000 Moai a l'illa (CONAF 1997). El moai més alt erigit té 10 m d'alt i pesa 82 tones, però el més pesat és de 86 tones. A la cantera s'hi troben nombrosos moais en diverses fases d'elaboració, entre el que destaca el moai més gran, de 21 m, i amb un pes estimat de 270 tones. Tot i estar majoritàriament elaborats amb tova volcànica, també n'hi ha de basalt, traquita i escòria vermella. a) Moais col·locats sobre un Ahu. b) Moais semienterrats a la vessant exterior del Rano Raraku. c) Escriptura Rongorongo (imatge extreta de Barthel 1990).



## Geologia, hidrologia i sòls

L'illa de Pasqua és una illa volcànica d'edat recent (Pliocè superior-Pleistocè) associada a vulcanisme tipus *Hot spot* (CONAF 1997; González-Ferran et al. 2004; Les et al. 2006). Es troba situada a la vora occidental de la Placa de Nazca, a uns 500 km a l'est de la zona de divergència de la cresta de la dorsal del Pacífic oriental (*East Pacific Rise*) que separa les plaques tectòniques de Nazca i del Pacífic (Baker et al. 1974; Fisher i Love 1993; González-Ferran et al. 2004) (fig. 1.16). L'illa es un pitó sense pràcticament plataforma soma al seu voltant. Presenta una forma triangular producte de l'erupció de tres edificis volcànics principals, cadascun dels quals conformen un dels vèrtex de l'illa (Moreno i Rebolledo 1993; Fisher i Love 1993). L'estructura volcànica més antiga és el grup del Poike, ubicat a l'extrem est de l'illa, amb edats que oscil·len entre els  $3-2,64 \pm 0,28$  ma i 300000 anys; seguit del grup del volcà Rano Kao a l'extrem sud-oriental amb edats compreses entre els  $2,56 \pm 0,02$  ma i 180000 anys (Baker et al. 1974; CONAF 1997; González-Ferran et al. 2004; Les et al. 2006). Ambdós presenten els seus costats molt erosionats per l'acció marina (Baker et al. 1974). Finalment, el grup més recent és el del Terevaka, d'uns 360000 anys d'antiguitat, i que ocupa la major part del territori, a la part nord i central de l'illa, annexant els altres dos centres volcànics (Moreno i Rebolledo 1993; CONAF 1997; Les et al. 2006). El Poike i el Rano Kao són antics estrato-volcans, mentre que el grup del Terevaka és un complex de centres eruptius controlats per un sistema de fractures d'orientació aproximada N-S (González-Ferran et al. 2004; Les et al. 2006). Alguns treballs estimen erupcions volcàniques recents, d'entre uns 12000 o 2000 anys enrere (CONAF 1997; González-Ferran et al. 2004). Aquestes erupcions haurien estat poc explosives (principalment efusions de laves) ja que no s'han observat material volcanoclàstic intercalat als registres sedimentaris a l'illa (Sáez et al. 2009; Margalef et al. 2013).

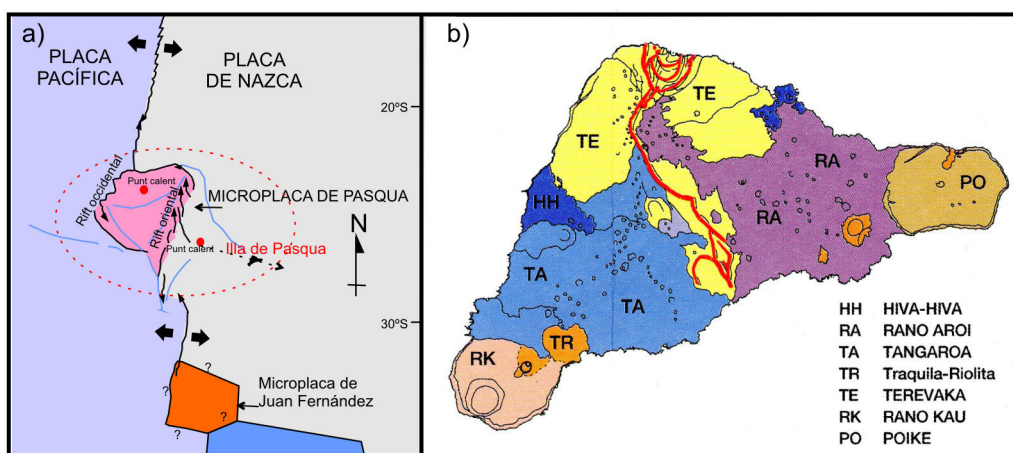


Figura 1.16. a) Situació de l'illa de Pasqua en el context tectònic. L'illa forma part d'una extensa cadena de muntanyes submarines situades a latitud  $27^{\circ}\text{S}$  aproximadament (CONAF 1997). B) mapa dels principals grups volcànics descrits per González-Ferran et al. (2004). HH: Basalt olivínic, hawaiïtes; RA: Hawaiïtes, basalts olivínics i mugeorites; TA: Toleïtes, basalts olivínics i hawaiïtes; TR: riolites i traquiolites; TE: basalts, hawaiïtes i toleïtes olivíniques; RK: basalts alcalins, toleïtes olivíniques, hawaiïtes, mugeorites, benmorites i riolites; PO: basalts olivínics, hawaiïtes i mugeorites. Les línies vermelles indiquen subsidiència volcànica i esllavissades de vessants associats. Modificats de González-Ferran et al. (2004).

Geoquímicament, les roques presenten un ampli rang de composició sent les més abundants basalts i hawaiïtes, i de forma més restringida riolites, traquites, mugeorites, i benmorites (Baker et al. 1974; González-Ferran et al. 2004). Els basalts es caracteritzen per posseir alts continguts de Fe, Ti i Zr, i baix contingut de K i Mg (González-Ferran et al. 2004). Hi ha tres petits illots (Motu Iti, Motu Nui, i Motu Kaokao), situats prop de la costa Sud-est del Rano Kau, formats per riolites (Baker et al. 1974). Els sòls són d'origen volcànic, derivats de cendres o laves, predominantment prims i parcialment coberts per fragments de roca. Es troben sòls moderadament més profunds en les zones inferiors de les pendents dels cons volcànics o en els sectors d'acumulació de material de dipòsits, en general prop de la costa

(Alcayaga i Narbona 1970). Els sòls són argilosos i fortament lixiviats per l'elevada pluviositat (Alcayaga i Narbona 1970; CONAF 1997).

La topografia de l'illa ve marcada pels tres centres volcans principals, més nombroses estructures volcàniques satèl·lits. El mont Terevaka és el punt més elevat (507 m) i presenta vessants més abruptes a la cara nord i més suaus cap al sud est i est (fig. 1.17). La costa és força irregular i rocosa, existint grans penya-segats en els sectors del Poike i Rano Kau, amb alçades d'entre 100-300 metres (CONAF 1997). Al sector nord els penya-segats són de menor alçada i s'hi troben les úniques dues platges de sorres que existeixen, Anakena i Ovahe (González-Ferran et al. 2004).

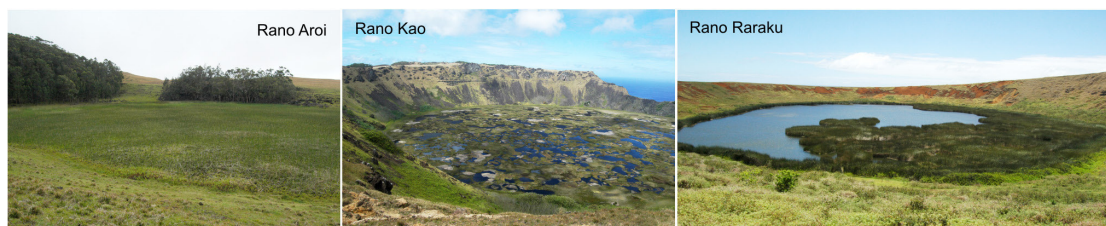
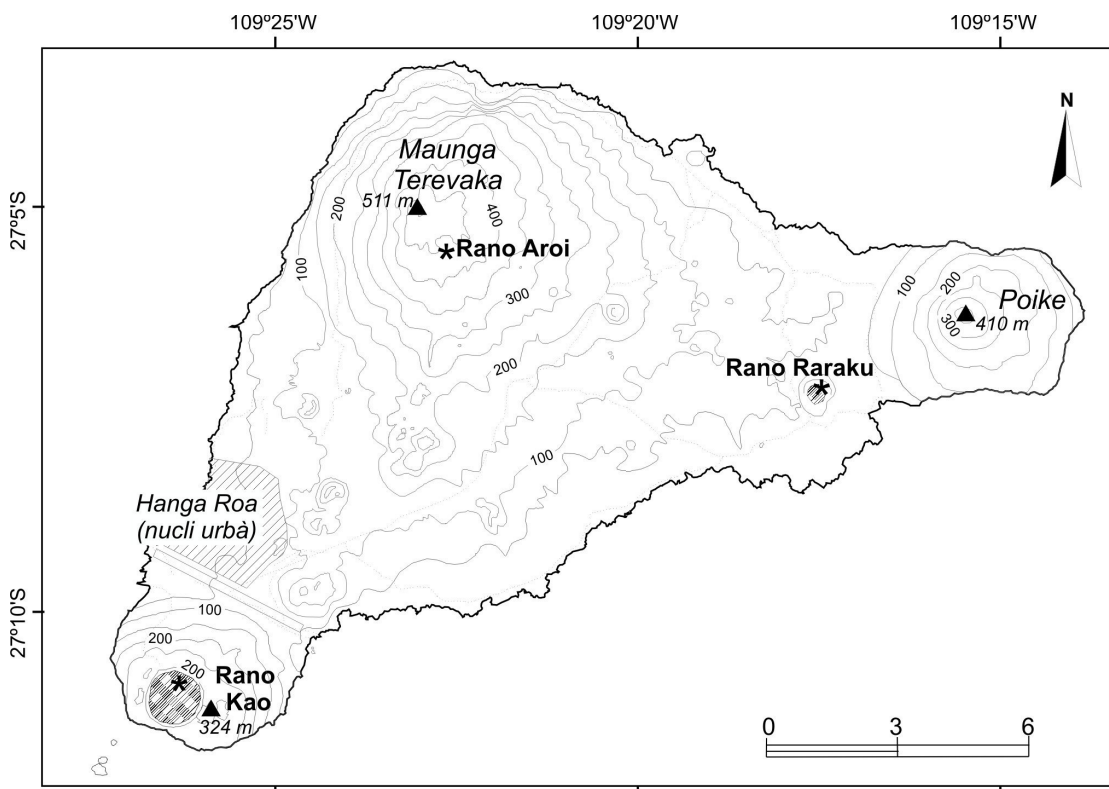


Figura 1.17. Mapa topogràfic de l'Illa de Pasqua i imatges dels tres reservoris actuals d'aigua. Fotografies de Núria Cañellas Boltà

No existeixen cursos d'aigua superficials degut a l'alta permeabilitat de les roques volcàniques que formen l'illa (Herrera i Custodio 2008). Les principals àrees amb aigua permanent són els llacs dels volcans Rano Raraku i Rano Kau i la torbera de Rano Aroi (fig. 1.17). Existeixen, però, petits torrents de circulació estacionals en les fractures o tubs de lava. Estudis hidrològics han mostrat la presència d'un únic sistema d'aigües subterrànies (Herrera i Custodio 2008). Les aigües dels llacs Rano Kau i Rano Raraku presenten característiques químiques diferenciables de les subterrànies, pel que pot interpretar-se com cossos d'aigua alimentats exclusivament per precipitació i escorrentia que romanen

desconnectats de l'aquífer principal per impermeabilització del substrat (Herrera i Custodio 2008). En canvi, Rano Aroi presenta característiques hidroquímiques similars a les aigües subterrànies, el que suggereix que aquesta torbera s'alimenta principalment d'aquestes, ja sigui per intercepció del nivell freàtic, o per constituir-se com un petit aquífer penjat associat a alguna discontinuïtat litològica (Herrera i Custodio 2008).

### Clima

El clima és subtropical d'influència oceànica, amb una mitjana anual de temperatura de 21º C, i temperatures que oscil·len entre els 16-18º C de mitjana en els mesos de juliol-setembre i 24-26º C al gener-febrer (segons International Station Meteorological Climate Summary 1995 a Mann et al. 2008; CONAF 1997). La precipitació anual és molt variable, entre 500-2000 mm, amb un promig de 1126 mm, amb alternança de períodes secs i humits (CONAF 1997; Horrocks i Wozniak 2008). Els vents bufen constantment. Els vents de l'est bufen el 68 % dels dies de l'any amb velocitats mitjanes d'entre 5 i 7 nusos, que arriben esporàdicament als 15 nusos (CONAF 1997). Durant l'estiu els vents prevalents són d'origen E i SE, mentre que durant l'hivern austral hi pot haver forts vents que bufen del NW, W i WS (CONAF 1997). La humitat relativa de l'aire oscil·la entre 75 i 81%, reflectint una forta senyal oceànica (CONAF 1997).

La climatologia de l'àrea ve marcada per la complexa interacció entre l'Anticicló del Pacífic Sud (SPA), les tempestes portades pels vents de l'oest (en anglès *Southern Westerlies storm tracks* SW) i la zona de convergència del Pacífic Sud (SPCZ) (fig. 1.18). L'afebliment de SPA durant els mesos d'hivern i la migració cap el nord del SPCZ i SW porten a una major pluviositat durant els mesos d'hivern (març-agost). A l'hivern la pluja es produeix principalment a causa dels fronts de pressió, mentre que a l'estiu es deu principalment a la brisa terra-mar i la convecció induïdes per les temperatures superficials del mar més càlides i l'orografia de l'illa (Mucciarone i Dunabar 2003).

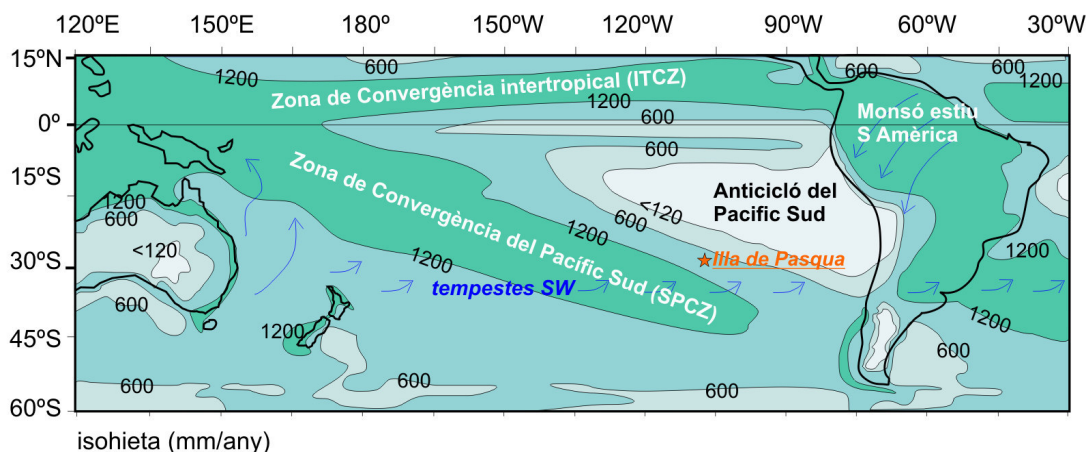


Figura 1.18. Situació de l'Illa de Pasqua i els principals sistemes atmosfèrics a la regió. Modificat de Sáez et al. (2009).

### Flora i vegetació

Des dels primers estudis botànics s'ha descrit la flora nativa de l'illa com a molt pobre en diversitat d'espècies, explicat en gran part pel gran aïllament de l'illa i la seva petita mida (Skottsberg 1956). Segons una exhaustiva revisió de la flora de l'illa realitzada per Zizka (1991), aquesta està formada per unes 200 espècies de plantes vasculares (sense comptar plantes només cultivades), moltes de les quals (> 75%) es considera que han estat introduïdes recentment (Flenley et al. 1991; Zizka 1991). Tan sols unes 46-48 espècies es consideren possiblement natives, 30 de les quals corresponen a espermatòfits



(Skottsberg 1956; Zizka 1991; Flenley 1993; Dubois et al. 2013) (fig. 1.19). Les famílies més representades són les asteràcies (amb 19 espècies) i les fabàcies (amb 18), però si considerem només les plantes natives són les gramínies amb nou espècies i les ciperàcies amb cinc (Zizka 1991). D'entre les plantes natives, 4 espermatòfits són endèmics: les gramínies *Axonopus paschalis*, *Danthonia paschalis*<sup>3</sup>, *Paspalum forsterianum* i la lleguminosa (fabàcia) *Sophora toromiro*. Aquesta última és considerada extingida en el medi natural trobant-se només cultivada i/o en jardins botànics. Entre els pteridòfits quatre són considerats endèmics: *Asplenium polyodon* var. *squamulosum* (Aspleniaceae), *Blechnum paschale* (Blechnaceae), *Diplazium fuenzalida* (Aspleniaceae), *Elaphoglossum skottsbergii* (Lomariopsidaceae) (Dubois et al. 2013).



Figura 1.19. Tres plantes natives a l'Illa de Pasqua. a) la gramínia endèmica *Axonopus paschalis* (nom local *Herike Hare*); b) *Cyperus eragrostis* (nom local *Hikukio'e*) i c) *Sophora toromiro* (nom local *toromiro*). a-b Extret de Zizka (1991), c) <http://floradechile.cl>

Entre la flora introduïda, sovint es distingeix entre les espècies portades pels colonitzadors polinesis i les plantes introduïdes després de l'arribada dels europeus a l'illa. Es considera que com a mínim al voltant d'unes 15 espècies van ser introduïdes pels polinesis, moltes de les quals tenen utilitat, sent aprofitades per obtenir aliment, per les seves propietats medicinals o per altres usos. Entre aquestes s'hi troben, per exemple *Colocasia esculenta*, *Cordyline terminalis*, *Saccharum officinarum*, *Dioscorea alata*, *Musa* sp., entre altres (Flenley 1993). Algunes de les espècies introduïdes molt recentment han proliferat ràpidament, estenent-se a l'illa i sent considerades plantes invasores. És el cas de, per exemple, *Melinis minutiflora*, *Crotalaria grahamiana*, *Lantana camara* i *Psidium guajava*, entre d'altres.

Quant a la vegetació, l'illa està coberta principalment per prats (87-90%), amb algunes àrees amb boscos (5%), vegetació arbustiva (4-7%) i vegetació pionera i ruderal (1%) (Etienne et al. 1982; CONAF 1997; AMBAR 2001). Els prats estan dominats per gramínies, principalment *Sporobolus indicus*, *Paspalum scrobiculatum*, *Axonopus paschalis* i *Melinis minutiflora* (CONAF 1997; Butaud 2005). En algunes zones, com l'àrea superior del Terevaka, hi abunden algunes ciperàcies entre les gramínies com *Pycnus polystachyos* i *Kyllinga brevifolia* (CONAF 1997). Entre la vegetació forestal hi destaquen els boscos d'eucaliptus plantats els anys 60 en diverses zones de l'illa, com la zona del Poike o en àrees interiors del mont Terevaka (CONAF 1997). També existeixen petits boscos de *Dodonea viscosa* i *Thespesia populnea* (*Makoi*), plantacions de *Cocos nucifera* al voltant de la platja d'Anakena i abundants elements arboris prop del nucli urbà d'Hanga Roa (CONAF 1997; AMBAR 2001). Les comunitats arbustives estan principalment dominades per arbusts introduïts, alguns dels quals de caire invasor ocupant grans extensions. Hi destaquen la *Crotalaria striata*, el *Lupinus arboreus* i el *Psidium*

<sup>3</sup> Zizka (1991) menciona alguns exemplars al Rano Kau. Segons Dubois et al. (2013) no ha estat observada des d'aleshores.

*guajava* entre altres. A les zones costaneres hi abunden *Paspalum forsterianum*, *Asplenium obtusatum* i *Tetragonia tetragonoides* (AMBAR 2001). Entre les plantes natives hi destaquen, *Apium prostratum*, *Samolus repens*, *Chenopodium glaucum*, *Lycium carolinianum* var. *sandwicense*, *Ipomoea pes-carprae*, *Euphorbia serpens*, *Centaurium spicatum* i *Cynodon dactylon* (AMBAR 2001). La vegetació ripària al voltant dels llacs està dominada per ciperàcies, entre les quals hi destaca per la seva abundància *Scirpus californicus*, juntament amb *Polygonum acuminatum* i diverses gramínies. Al llac Rano Kau presenta una catifa de torba flotant on a més hi creix *Pycnus polystachyos*.

En general, la flora i la vegetació han estat molt alterades per les activitats humanes, amb la introducció de nombroses espècies i l'extinció d'altres (Zizka 1991, 1993). Moltes de les espècies natives es troben actualment en perill, relegades a petites àrees de l'illa, estant amenaçades sobretot pel sobrepasturatge, els focs provocats pels agricultors, i les espècies invasores (Zizka 1991). Actualment hi ha programes per recuperar el context medioambiental de l'illa, enfocant-se en la preservació i restauració de la flora i vegetació natives i en la recuperació de la cobertura de vegetació en terrenys erosionats (Dubois et al. 2013).

### **Assentament humà**

La data dels primers assentaments a l'illa és molt controvertida, tal com succeeix en altres illes del Pacífic (Wilmschurst et al. 2011). Segons la hipòtesi més acceptada, la colonització es va produir entre el AD 800-1000 (Martinsson-Wallin i Crockford 2002; Vargas et al. 2006). Alguns autors, però, suggereixen una colonització més antiga. Per exemple Flenley i Bahn (2003) o Heyerdahl i Ferdon (1961) consideren dates al voltant del AD 300-400. A partir d'un estudi palinològic, Flenley et al. (2007) i Butler i Flenley (2010) van proposar dates al voltant del 1900 anys BP (~AD 50), assumint una hipotètica desforestació per humans com a premissa. En sentit contrari, també s'han proposat dates de colonització molt més tardanes. Estudis arqueològics de Hunt i Lipo (2006) realitzats a la zona d'Anakena, considerada llegendàriament com el lloc d'accés a l'illa i del primer assentament, suggereixen que la colonització va tenir lloc el c. AD 1200, i recentment Wilmschurst et al. (2011) han proposat dates entre AD 1200-1290. Així doncs encara manca un consens sobre la data de l'establiment humà a l'illa. Es considera que els primers colonitzadors eren polinesis, probablement provinents de les illes Marqueses, Tuamotu, Gambier o les illes Australs (Stefan 2001; Flenley i Bahn 2003). L'illa constitueix el punt més oriental d'aquesta cultura (Lie et al. 2007). No obstant, alguns investigadors han suggerit una possible colonització provinent d'Amèrica del Sud (Heyerdahl i Ferdon 1961).

La societat rapanui antigament es sustentava amb l'agricultura i la pesca, i es basava en un sistema de llinatges, amb divisió tribal del territori (AMBAR 2001). Hi ha estudis que indiquen que a final del s. XVII la societat rapanui va experimentar un profund canvi polític i religiós, sent la majoria dels moais enderrocats dels *Ahu*, i donant pas a un període de lluites internes i el desenvolupament d'un nou ordre social i una nova ideologia basada en el culte de l'home ocell o *Tangata manu*. El 1722 és la data oficial del primer contacte dels habitants de l'illa amb navegants europeus. La història de la població després d'aquest contacte està marcada per esdeveniments dramàtics com el rapte de nadius per ser venuts i utilitzats com esclaus, i epidèmies devastadores. Això va portar a una gran disminució de la població amb la conseqüent pèrdua de gran coneixement de la seva cultura (Routledge 1919). A més, l'arribada de missioners europeus a l'illa i la cristianització de la població va contribuir a la pèrdua de coneixement cultural. L'illa va ser explotada durant bona part del segle XX com a granja d'ovelles (Porteus 1978), confinant la població a una petita àrea al voltant del nucli urbà. Actualment aproximadament la meitat de la població de l'illa prové del continent.

#### **1.4.2. Història ambiental de l'illa de Pasqua**

Malgrat els diversos estudis realitzats a l'illa de Pasqua, la seva història ambiental no és encara ben coneguda (Rull et al. 2010b). La majoria d'estudis s'han centrat en els darrers mil·lennis, amb especial atenció als canvis produïts després de la colonització humana (p.ex. Dumont et al. 1998; Butler et al.

2004; Mieth i Bork 2003, 2005; Horrocks i Wozniak 2008; Mann et al. 2008), mentre que pocs s'han enfocat en l'anàlisi de la vegetació i el clima en èpoques més remotes. L'arribada dels primers humans, així com els impactes derivats del seu establiment a l'illa, són temes, com ja hem comentat, encara molt controvertits i envoltats en general de molta especulació (Rull et al. 2010b). En aquest apartat volem donar una visió general del coneixement paleoecològic i paleoclimàtic de l'illa, exposant breument les hipòtesis existents sobre els canvis ambientals identificats fins a l'actualitat, per posar dins el context científic la investigació duta a terme en aquesta tesi doctoral.

El coneixement sobre la vegetació i les condicions ambientals al final del Quaternari prové principalment dels estudis palinològics de sediments obtinguts en els tres reservoris actuals d'aigua: els cràters dels volcans Rano Raraku i Rano Kau ocupats per llacs, i Rano Aroi, ocupat per una torbera (fig. 1.17). Aquests estudis s'han acompanyat a vegades amb l'anàlisi de carbons microscòpics com a indicadors de freqüència de focs (Flenley et al. 1991; Mann et al. 2008), o fitòlits i altres restes biològiques (Dumont et al. 1998; Horrocks et al. 2012, 2012b, 2013). També s'han realitzat altres estudis paleoambientals a partir de paràmetres físics, sedimentaris, geoquímics i restes macrofòssils (Sáez et al. 2009; Margalef et al. 2013). No obstant, moltes d'aquestes successions estratigràfiques són difícils d'interpretar, per l'existència de freqüents inversions de les edats radiomètriques, de hiatus sedimentaris amagant part del registre, i d'altres inconsistències cronològiques (p. ex. Flenley 1996; Butler i Flenley 2001; Butler et al. 2004; Horrocks et al. 2012, 2012b).

També cal destacar diverses investigacions de caire paleoambiental a l'illa en contextos arqueològics que han aportat informació sobre la flora durant l'època de presència humana. Entre aquests treballs hi trobem les anàlisis de restes macroscòpiques de fragments de fusta carbonitzats (anàlisis antracològiques) (Arnold et al. 1990; Orliac i Orliac 1998; Orliac 2000; Horrocks i Wozniak 2008) i l'anàlisi de fitòlits i grans de pol·len (Cummunigs 1998). Diversos treballs sobre sòls de l'illa i la seva erosió, sobretot desenvolupats a la zona del Poike, també han contribuït en la descripció del paisatge i els seus canvis recents (ex. Mieth i Bork 2003, 2005; Ladefoged et al. 2005).

### **La vegetació antiga**

La primera referència de la vegetació abans de la colonització humana prové dels estudis arqueològics realitzats per Heyerdahl i el seu grup d'investigació als anys 50. Els treballs palinològics de Selling, duts a terme dins d'aquest estudi, van mostrar la presència de plantes llenyoses com *Sophora*, un tipus de palmera, i possiblement diverses espècies de la família de les asteràcies (Heyerdahl i Ferdon 1961; Flenley 1993b). Aquesta vegetació contrastava en gran manera amb la vegetació del moment, dominada per plantes herbàcies i amb tan sols petites zones boscoses plantades i vegetació arbustiva invasora (vegeu àrea d'estudi per més informació de la vegetació actual). Això va portar a aquests investigadors a suggerir que a l'illa hi havia crescut un bosc humit (Heyerdahl i Ferdon 1961; Flenley 1993b). Posteriorment, els treballs de Flenley i col·laboradors en sediments obtinguts a Rano Raraku i Rano Aroi van demostrar la presència d'aquesta vegetació de caràcter forestal des de finals del Pleistocè, concretament des de fa uns 37000 anys, amb la dominància de palmeres al voltant del llac Raraku (Flenley i King 1984; Flenley et al. 1991; Flenley 1993b). En canvi, a les zones més elevades, com el cas de Rano Aroi (430 m), hi predominaven les gramínies. Així, van suggerir la presència d'un bosc de palmeres a les zones baixes i l'establiment d'una possible línia del bosc a uns 425 m d'altitud formada per una franja arbustiva amb elements de la família de les asteràcies i *Coprosma* (Flenley et al. 1991; Flenley 1993b). Posteriorment, treballs palinològics realitzats al llac Rano Kao també van mostrar una vegetació similar amb abundància de palmeres acompanyades d'arbusts durant l'Holocè (Flenley 1996; Butler i Flenley 2010). Per altra banda, a partir d'estudis de sòls en diverses regions de l'Illa (a l'àrea del Poike, prop Ovahe, Vinapu, etc.) on s'han observat traces o impressions de possibles arrels de palmera, Bork i Mieth (2003) van estimar la presència de fins a 16 milions de palmeres, cobrint el 70% de la superfície de l'illa. No obstant, si bé la presència i gran extensió de boscos de palmera a l'illa és assumit en la majoria d'estudis, Rull et al. (2010b) ha posat de manifest recentment la manca d'evidències concloents per aquest escenari. Segons aquests autors les evidències disponibles són compatibles amb una illa totalment coberta de boscos, però també amb d'altres escenaris, com per exemple la presència

d'un mosaic de vegetació amb boscos de galeria dominats per palmeres al voltant dels llacs i en zones costaneres, estant restringits a llocs amb microclimes humits com els creats pels llacs ocupant el fons del cràters dels volcans i les zones de costa (Rull et al. 2010b).

Hi ha però nombroses incerteses sobre la fisiognomia i composició d'aquests possibles palmerars. Si bé la presència de palmeres sembla demostrada, no s'ha pogut identificar de quina espècie es tractava. El tipus pol·línic observat en els sediments és un tipus monocolpat molt comú en molts gèneres de la família (fig. 1.20) (Dransfield et al. 1984; Flenley et al. 1991). Inicialment, es va identificar com a *Pritchardia*, però estudis palinològics amb microscopia electrònica i restes d'endocarps de fruits de palmeres trobats a diferents llocs de l'illa, van indicar que es tractava d'una palmera de la tribu Cocoseae (Dransfield et al. 1984; Flenley et al. 1991). Aquest grup inclou gèneres com *Coco* (el cocoter, *Cocos nucifera*), *Jubaea*, *Butia*, *Jubaeopsis*, entre altres (Dransfield et al. 1984; Flenley et al. 1991). Concretament, les característiques dels endocarps trobats (durs, de 2-3 mm de gruix, oblats-subesfèrics, amb tres angles o cares i tres porus clarament definits) mostraven gran similitud als endocarps de la palma xilena, la *Jubaea chilensis*, l'única espècie del gènere *Jubaea* existent en l'actualitat. Tanmateix, per diferències de mida i situació dels porus dels endocarps (ubicats a la zona equatorial en comptes de la base) es va considerar que probablement es tractava d'una espècie diferent, tot i que molt propera a la *Jubaea* (Dransfield et al. 1984).



Figura 1.20. a) Fotografia de microscopia electrònica d'un gra de pol·len de palmera observat en sediments de l'illa de Pasqua (extret de Flenley et al. (1991)), b) endocarps de fruits de palmera trobats a l'illa (extret de Hunt (2007)). c) Traces de possibles arrels de palmera observats (extret de Mieth i Bork (2010)).

A causa de la manca de registre dels caràcters florístics, essencials per la identificació de les palmeres de la tribu, no s'ha pogut confirmar si es tractava d'una espècie de *Jubaea* o un altre gènere dins el grup (Dransfield et al. 1984). Per això es va definir el gènere *Paschalococos* i l'espècie *Paschalococos dispersa* J.Dransfield, tan sols basant-se en la morfologia dels endocarps, per incloure les restes trobades a l'illa de Pasqua (Dransfield a Zizka 1991). La incertesa en la identitat de la palmera, i per tant de les seves característiques i requeriments ecològics, impedeix l'establiment de com eren pròpiament aquests possibles palmerars a l'illa. Així, si bé la *Jubaea chilensis* és una palmera de gran port, que pot arribar fins a 25-30 m d'alçada, altres palmeres del grup són molt més petites (McCurrach 1960; Dransfield et al. 2008). No obstant, sovint se l'equipara amb la *Jubaea chilensis*, i de fet molts autors consideren que podria tractar-se de la mateixa espècie (Grau 1998). Per la seva distribució geogràfica i característiques, la *Jubaea chilensis* és considerada sovint l'espècie més "adient" per l'illa de Pasqua (Grau 1998, 2001). Aquesta palmera és una de les que creixen a latituds més altes, trobant-se a la costa central de Xile entre els 31-35°S, aguantant climes moderadament freds i secs (Grau 1998, 2001) (fig. 1.21). Actualment és una espècie molt explotada (considerada vulnerable per la UICN) per l'obtenció de la seva saba, a partir de la qual s'elaboren substàncies nutritives i dolces com la mel de palma (Gurler i Liller 1997), però se suposa que antigament la seva distribució era més extensa (Gurler i Liller 1997; Grau 1998). S'han realitzat experiments per avaluar la viabilitat de la llavor de *Jubaea chilensis* després de llargs períodes en aigua marina, a partir dels quals s'ha hipotetitzat l'arribada flotant de petits cocos d'aquesta espècie provinents de Xile, gràcies als corrents oceànics (Guller i Liller 1997; Grau 1998, 2001). Altres autors suggereixen la possibilitat de la presència d'altres palmeres (Hunter-Anderson 1998) o fins i tot l'existència de diverses espècies a l'illa (Delhon i Orliac 2007). En aquest sentit no és inequívocament provat que l'endocarp i el pol·len corresponguin a la mateixa espècie de



palmera. Una altra de les palmeres proposades és *Juania australis*, que habita les illes Juan Fernàndez, a 675 km de la costa de Xile (a 33°S) en el bosc montà superior (Hunter-Anderson 1998).



Figura 1. 21. Palmerar amb *Jubaea chilensis* al Parc Nacional de La Campana (Xile). Extret de Mieth i Bork (2010)

També hi ha dubtes respecte la resta de components d'aquests boscos antics. La flora i la vegetació actual de l'illa es considera que ha estat fortament modificada (Zizka 1991, 1993; Flenley 1993b), i hi ha relativament poc coneixement sobre les espècies que configuraven la vegetació en el passat. Els estudis palinològics i d'altres restes vegetals (fitòlits, midons, etc.) que hem mencionat anteriorment han aportat força informació, però tenen certes limitacions importants, com són la no representació de determinats tàxons per baixa producció, dispersió i/o preservació de les restes vegetals, o la identificació tan sols a nivell de gènere o inclús família en molts casos. Els treballs de micro i macrorestes vegetals en contextos arqueològics han confirmat la presència de certs tàxons, alhora que han mostrat l'existència d'altres espècies no reconegudes en el registres lacustres (Cummunigs 1998; Orliac i Orliac 1998; Orliac 2000). No obstant, el marc contextual i temporal en el qual són observats, en general en investigacions arqueològiques associats a restes d'activitats humanes, no permeten aclarir si formen part dels boscos de l'illa o representen només espècies comunament utilitzades en les activitats quotidianes dels homes (Rull et al. 2010b). D'altra banda les cròniques i documents històrics dels primers exploradors europeus que van arribar a l'illa han aportat també certa informació, però sovint són poc exhaustives, sobretot centrades en els cultius existents, i a vegades contradictòries.

### **Canvis de vegetació i clima des del Pleistocè**

Els primers treballs palinològics van revelar variacions en la vegetació al llarg de l'Últim Glacial i l'Holocè (concretament els darrers 35-37 ka), interpretats com a canvis en la cobertura arbòria o desplaçaments del límit del bosc (Flenley i King 1984; Flenley et al. 1991; Flenley 1993b). Segons aquests estudis, les cotes més elevades (ex. Rano Aroi) estaven dominades per gramínies, amb períodes amb abundants arbusts, possiblement lligats a la migració altitudinal de la vegetació, i altres amb abundants ciperàcies, possiblement per condicions més humides (fig. 1.21) (Flenley et al. 1991; Flenley 1993b). En canvi, en zones més baixes, com en el llac Raraku, es va interpretar la presència d'un bosc de palmeres al final del Pleistocè (35-28 ka BP), amb un sotabosc d'arbusts com *Sophora*, *Triumfetta*, *Urticaceae/Moraceae*, i algunes compostes, entre d'altres. Entre els 28-12 cal ka BP s'observava una lleugera obertura de la vegetació, amb més presència de gramínies, seguida per la recuperació del palmerar (Flenley et al. 1991; Flenley 1993b). A partir de relacions entre grans grups de tipus de pol·len d'aquests registres, es van inferir algunes tendències climàtiques generals. Així, aquests autors van suggerir un clima càlid i sec entre 37-35 ka BP, seguit d'un clima més humit entre 35-26 ka BP, un període fred i/o sec entre 26-12 ka BP i finalment un període més càlid i humit a partir dels 12 ka BP (Flenley i King 1984; Flenley et al. 1991). A partir d'estudis palinològics a més resolució al llac Raraku, es van refinar les estimacions sobre les condicions durant l'Últim Màxim Glacial (LGM) entre els 28 i els 10 ka BP, mostrant tres períodes diferents (Azizi i Flenley 2008): un període relativament més



fred i/o sec que l'actual entre el 28 i 23,2 ka BP; una fase més freda i/o seca entre els 24 i els 14,7 ka BP, amb una possible migració cap a zones inferiors del límit del bosc indicada per l'augment de gramínies i arbusts en el registre; i una tendència a un clima més càlid i/o un augment de la precipitació posteriorment, amb l'expansió del bosc de palmeres. D'altra banda, aquests autors van estimar un refredament d'uns 1,9 °C durant LGM, comparant la relació d'abundància de pol·len de compostes/palmeres en el registre i l'obtingut per Flenley et al. (1991) a més alçada al Rano Aroi. Finalment, els registres pol·línics estudiats en el llac Raraku han mostrat en els sediments superiors un abrupte i ràpid reemplaçament del palmerar per vegetació herbàcia, que sovint s'ha interpretat com a desforestació per l'acció humana i del qual parlarem en l'apartat següent (fig. 1.22) (Flenley et al. 1991; Flenley 1993b; Mann et al. 2008). Tanmateix, aquest canvi es produeix després d'una discontinuïtat en la sedimentació (un hiatus de més de 5000 anys, del aprox. 4090-4410 cal any BP a AD 1180-1290), que impedeix determinar i precisar el moment inicial del reemplaçament del palmerar per vegetació herbàcia (Mann et al. 2008; Sáez et al. 2009). Aquesta discontinuïtat ha esta interpretada com a un possible període sec durant l'Holocè (Mann et al. 2008; Sáez et al. 2009).

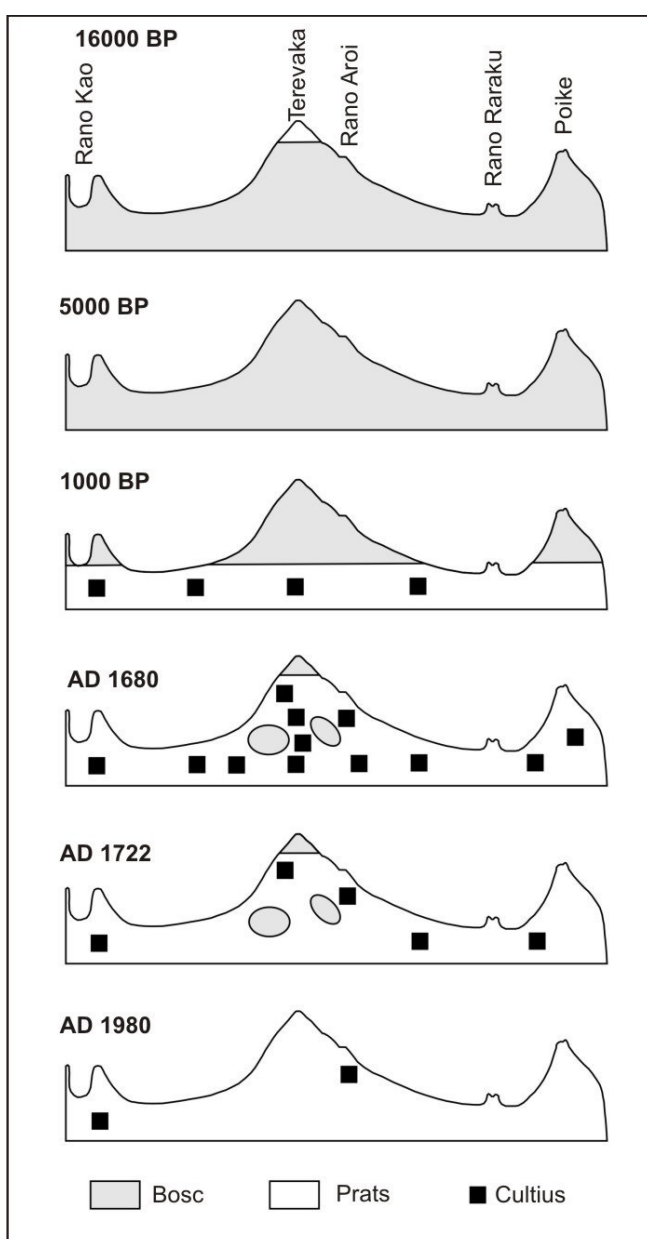


Figura 1.22. Esquema de l'evolució del paisatge de l'illa de Pasqua des de l'últim període glacial fins a l'actualitat segons Flenley i Bahn (2003). Extret de Rull et al. 2010b (redibuixat de Flenley i Bahn 2003).

Diversos estudis palinològics al llac Rano Kao han mostrat també la presència d'una vegetació similar, dominada per palmeres, durant l'Holocè, amb algunes fluctuacions, i la seva substitució per vegetació herbàcia al final de l'Holocè (Flenley 1996; Butler i Flenley 2001; Butler i Flenley 2010; Horrocks et al. 2013). No obstant, les nombroses inconsistències cronològiques en aquests testimonis sedimentaris impedeixen també l'establiment d'una cronologia fiable dels canvis. En general d'aquests estudis s'extreia que els canvis climàtics van tenir un paper poc important en els canvis de la vegetació a Rano Kau, que l'illa estava forestada i que la desforestació va tenir lloc els darrers dos mil·lennis, probablement per acció humana (Flenley 1996; Butler i Flenley 2010; Horrocks et al. 2013).

Altres estudis paleoambientals han utilitzat l'anàlisi sedimentària de fàcies, isotopia i geoquímica elemental de la matèria orgànica, fluorescència de raig X, entre d'altres, i han caracteritzat els canvis hidrològics al llac Rano Raraku (Sáez et al. 2009) i a la torbera Rano Aroi (Margalef et al. 2013), aportant informació sobre el paleoclima de l'illa. Així, el registre més llarg estudiat fins ara, obtingut a Rano Aroi, i cobrint els darrers 70 ka BP (edat extrapolada), mostra abruptes esdeveniments humits durant el MIS 3 (60-27,8 ka BP) (Margalef et al. 2013). Segons aquests estudis, el LGM ha estat descrit com un període fred i humit a l'illa (Sáez et al. 2009; Margalef et al. 2013). La desglaciació i l'inici d'un clima més càlid i possiblement més sec s'inicia al voltant dels c. 17,5-17,3 cal ka BP (Sáez et al. 2009; Margalef et al. 2013). Aquests estudis també mostren l'existència d'un període àrid durant l'Holocè mitjà observat en estudis pol·línics (Sáez et al. 2009; Margalef et al. 2013).

D'altra banda, estudis palinològics recents combinats amb anàlisis de restes vegetals (pol·len, fitòlits, i grans de midó) han mostrat evidències d'horticultura en els darrers mil·lennis a les vessants interiors dels volcans de Rano Raraku i Rano Kau, després de la disminució de la presència de palmeres (Horrocks et al. 2012, 2012b, 2013). Així, s'ha identificat el cultiu de *Colocasia esculenta* (taro), *Ipomoea batatas* (moniato), *Musa* (plàtan) i possiblement *Lagenaria siceraria* (carbassa) en ambdós llacs, i en el cas de Rano Kau, també s'han trobat senyals de cultiu de *Broussonetia papyrifera* i *Dioscorea alata* (Horrocks et al. 2012, 2012b, 2013). Estudis de sòls i agricultura en diversos llocs de l'illa, també han mostrat la presència de diferents cultius, sobretot estesos després del AD 1200 (p.ex. Cummunings 1998; Stevenson et al. 1999, 2006; Mieth et al. 2002; Horrocks i Wozniak 2008; Mieth i Bork 2003, 2005, 2010). A partir d'aquests estudis, sobretot realitzats a la regió del Poike, s'ha suggerit una fase de conreu extensiu entre els arbres en diverses regions, seguit d'un període de desforestació i cultiu intensiu fins el seu abandonament possiblement per problemes d'erosió (Mieth i Bork 2003, 2005, 2010; Horrocks i Wozniak 2008).

## **Desforestació**

Entre les diverses qüestions paleoambientals encara no resoltes, la "desforestació" i extinció de la palmera ha estat un dels principals focus de discussió. Quan va tenir lloc aquest gran canvi ambiental? Quines van ser les seves causes? Quines van ser les seves conseqüències? Com hem comentat, els registres lacustres estudiats no han pogut determinar amb precisió quan es va produir, a causa de l'existència de hiatus sedimentaris i altres incerteses cronològiques. S'han proposat diferents hipòtesis sobre les causes d'aquesta desforestació, que poden classificar-se en antròpiques, climàtiques, o combinades (incloent ambdós components).

### Causes antròpiques

La hipòtesi que ha tingut més ressò, no només entre la comunitat científica sinó arribant a penetrar a la societat en general, és la que interpreta la desforestació com a conseqüència de les activitats humanes (Flenley et al. 1991; Flenley i Bahn 2003; Diamond 2005). Aquesta idea va ser formulada per l'explorador francès La Pérouse, que va visitar l'illa el 1786 (Orliac i Orliac 1998; Middleton 2012), però ha estat àmpliament difosa a partir dels treballs de Flenley i col·laboradors i Diamond (Flenley et al. 1991; Flenley i Bahn 2003; Diamond 2005; Flenley i Butler 2007). Aquesta hipòtesis es basa en què el reemplaçament del palmerar per vegetació herbàcia mostrat en els registres és recent, ràpid i sobtat (d'una magnitud no observada prèviament), i acompanyat en general per increments de carbons (Flenley et al. 1991; Flenley 1996; Butler i Flenley 2010). Diversos treballs sobre degradació de sòls en

diferents parts de l'illa, també mostren traces d'arrels, interpretades com a provinents de palmeres, per sota de capes amb abundants carbons i altres evidències d'agricultura (Mieth i Bork 2003, 2005, 2010; Horrocks i Wozniak 2008). En aquesta mateixa línia, estudis recents en sondeigs de llacs, com ja hem comentat, mostren evidències de cultius després de la desforestació (Horrocks et al. 2012, 2012b).

Segons aquesta hipòtesi, el constant augment de la població i la conseqüent creixent demanda d'espais per l'agricultura, habitatge, etc., així com d'aliments, fusta i altres materials per l'elaboració de vivendes, canoes, teixits, etc. hauria portat a una intensificació de la desforestació del bosc fins a la seva desaparició (Bork i Mieth 2003; Flenley i Bahn 2003). Fins i tot s'ha especulat sobre la utilització dels troncs de les palmeres pel transport de moais com a rodets per facilitar el seu desplaçament (Gurler i Liller 1997; Grau 1998). Tanmateix, no hi ha evidències que demostrin aquesta hipòtesi.

La hipòtesis de la desaparició del bosc provocada per la població indígena sovint va més enllà, postulant que la intensa desforestació i sobreexplotació dels recursos, va portar a una degradació ecològica, fent que les condicions de vida a l'illa esdevinguessin cada cop més difícils, amb sòls més pobres pel cultius, i sense material per l'elaboració de canoes per pescar a alta mar (per la manca de plataforma soma al voltant de l'illa, etc.). Així, la població es va veure abocada a un estat de caos, violència, guerres i canibalisme, per l'obtenció de recursos fins a la seva pròpia autodestrucció cultural (col·lapse cultural, popularitzat sota el terme *ecocidi*) (Flenley i Bahn 2003; Diamond 2005). Tanmateix no està totalment acceptat que el deteriorament ecològic conduís a un col·lapse cultural (per ex. Hunt 2007; Hunt i Lipo 2009, 2010). Per exemple, Van Tilburg (1994) va proposar com a factor determinant en el col·lapse cultural, la prolongada isolació de la població. Per altra banda, Dumont et al. (1998) van identificar una sincronia entre el cessament de la construcció dels moais i uns possibles contactes amb Amèrica del Sud, suggerint que els amerindis podrien haver contribuït al col·lapse cultural de l'illa. Molts arqueòlegs i antropòlegs recalquen la capacitat de resiliència de les poblacions humanes i advoquen per l'existència d'un canvi cultural en la societat rapanui més que no un col·lapse (Rainbird 2002; McAnany i Yoffee 2008; Ladefoged et al. 2010). En aquesta línia, l'escenari de gran violència, fam i canibalisme tampoc ha estat inequívocament demostrat a partir del registre arqueològic (Hunt i Lipo 2011). Els objectes identificats com a armes per alguns autors (anomenats *mataa*), són considerats per altres com a eines per tallar vegetació, etc. (Hunt i Lipo 2011). Estudis recents tampoc mostren un clar descens de la població i abandonament de les zones interiors de l'illa evidenciant un col·lapse de la població com s'havia suggerit prèviament, ni evidències sòlides de canvis en la productivitat agrícola (Mulrooney et al. 2009; Hunt i Lipo 2009; Ladefoged et al. 2010; Mulrooney 2013). S'ha especulat molt sobre el nombre d'habitants que podria haver tingut l'illa abans del suposat declivi (s'ha arribat a suggerir fins a 15000-30000 habitats), però no hi ha cap estimació fiable (Hunt i Lipo 2009). Altres autors han emfatitzat la possible responsabilitat del europeus en el declivi social, entenent més el procés com un genocidi que un ecocidi (Rainbird 2002; Peiser 2005; Hunt 2007; Hunt i Lipo 2009, 2010). La introducció de malalties contagioses, el segrest i explotació de nombrosa població pels traficants d'esclaus i en general la pertorbació de la societat per part dels europeus haurien delmat greument la població (Rainbird 2002; Peiser 2005).

Altres hipòtesis de caire antròpic atorguen un paper, més o menys important segons l'autor, a la proliferació de rates (*Rattus exulans*), que van impedir la regeneració del bosc (Flenley et al. 1991; Hunt 2007). Aquests rosegadors haurien estat introduïts a l'illa amb l'arribada dels colonitzadors de forma inconscient o conscient, proliferant ràpidament (irrupció), gràcies a la manca de depredadors potencials. En aquest sentit s'han trobat nombroses restes d'ossos de rates en les prospeccions arqueològiques i es creu que formaven part important de l'alimentació de la població. Aquesta hipòtesi es sustenta en bona part amb l'observació de què moltes de les restes d'endocarps de fruits de palmera trobades arreu de l'illa presenten senyals d'haver estat rosegades per petits rosegadors (Dransfield et al. 1984). Estudis realitzats en altres illes, com per exemple a Nova Zelanda o a l'arxipèlag de Hawaii, han demostrat un paper fonamental dels rosegadors en la destrucció dels boscos (Athens et al. 2002; Hunt 2007). Per exemple, a Hawaii s'ha atribuït en gran part a les rates la destrucció de boscos de zones baixes formats per *Pritchardia*, entre altres (Athens et al. 2002; Hunt 2007).

### Causes climàtiques i combinades

Altres autors advoquen majoritàriament causes climàtiques com a responsable de la desforestació i/o declivi de la població, o la combinació d'aquestes i l'efecte antròpic. Molts d'aquests autors sostenen que les poblacions de les illes eren molt conscients de la dependència del seu ambient, i utilitzaven diferents pràctiques per assegurar l'estabilitat ecològica i evitar l'erosió del sòl (Hunter-Anderson 1998; Orliac i Orliac 1998). La sincronia de canvis en diversos llocs de l'illa és vist per alguns autors com una indicació d'una major probabilitat de causes climàtiques que desforestació per humans, la qual probablement seria diferida en el temps en els diferents llocs (Orliac 2000). En aquest sentit Orliac (2000) va identificar un canvi de material utilitzat en les fogueres, passant de fusta a herbes al voltant del c. AD 1550 en diversos llocs de l'illa. Per exemple McCall (1993) va especular sobre la possible influència del període de la Petita Edat de Gel (LIA), un període de refredament global iniciat al segle XIII-XIV. Per la seva ubicació geogràfica, també s'ha discutit la possible influència de la variabilitat interanual del ENSO (El Niño/Southern Oscillation), que podria haver provocat sequeres severes que haurien malmès les poblacions de palmeres, així com afectar als conreus i a la població rapanui (Orliac i Orliac 1998; Nunn 2000; Orliac 2000; Nunn i Britton 2001; MacIntyre 2001; Genz i Hunt 2003; Junk i Claussen 2011). De forma similar, Sáez et al. (2009), a partir de la identificació d'un hiatus en la successió sedimentària lacustre de Raraku atribuït a importants sequeres a mitjans de l'Holocè, han suggerit un possible paper de les condicions seques d'aquest període en el deteriorament forestal. En aquesta línia, Hunter-Anderson (1998) va suggerir un escenari en el que la colonització polinèsica s'hauria produït després del declivi del bosc. Segons aquesta autora, els polinesis van arribar a l'illa en un "òptim climàtic" ocorregut entre aproximadament 1200 i 600 anys BP, moment en què l'illa ja estava coberta de plantes herbàcies amb només uns pocs arbres i arbusts en llocs protegits. Posteriorment, la variabilitat climàtica més gran i condicions adverses podrien haver afectat la població així com evitat els desplaçaments d'aquesta a altres illes (Hunter-Anderson 1998). Altres activitats humanes haurien estat responsables de la desaparició de les masses forestals restants.

### **1.5. Objectius de la tesi doctoral**

La present tesis doctoral pretén avançar en el coneixement de la història ecològica de l'Illa de Pasqua. L'estudi s'enfoca a la comprensió de la dinàmica de la vegetació i del paisatge a la conca del llac Raraku, des del final de l'Últim Glacial fins el present, amb l'objectiu d'identificar els principals factors que controlen la vegetació i els seus canvis durant els últims 34000 anys. Mitjançant l'anàlisi de nombrosos indicadors independents, l'estudi pretén avaluar l'efecte dels canvis climàtics, limnològics i antròpics sobre la vegetació de l'illa, per aportar noves dades que ajudin a comprendre com aquests elements han influït en els ecosistemes, temes encara avui no resolts i molt controvertits.

Els objectius específics d'aquest treball són:

- identificar els factors que controlen la presència de restes macroscòpiques en el sediment del llac Raraku per avaluar l'efecte dels processos sedimentaris
- determinar el possible paper indicador paleoecològic de les restes microfòssils al llac Raraku
- identificar la flora present al voltant del llac Raraku i la seva dinàmica, reconstruint les comunitat vegetals i els seus canvis
- estudiar les respostes de la vegetació als canvis ambientals (climàtics, evolució sedimentària, etc.) ocorreguts des del final de l'últim glacial (concretament en els darrers 34000) a partir de la combinació i integració de dades biològiques (palinològiques, microfòssils) i dades geoquímiques i sedimentàries
- estudiar a més resolució el registre dels darrers mil·lennis a l'Illa de Pasqua, per tal d'identificar i datar més acuradament quins són els canvis de vegetació i de dinàmica del llac, i com es produeixen (velocitat, etc.)
- identificar i avaluar el rol de l'home i el clima en els canvis ambiental identificats en els darrers mil·lennis, comparar i correlacionar els resultats obtinguts amb els resultats de treballs anteriors d'altres llocs de l'illa així com en altres illes del Pacífic Sud i Sud Amèrica.

Aquesta comparació permetrà tenir una perspectiva general per identificar els factors locals i/o regionals que afecten als registres del llac estudiats

Amb aquests objectius s'ha dut a terme una anàlisi *de multi-indicadors* combinant diverses senyals biològiques, geoquímiques i sedimentològiques. Per evitar raonaments circulars, la vegetació i les condicions ambientals del passat (paleolimnològiques i paleoclimàtiques) es dedueixen d'evidències independents en el mateix testimoni sedimentari. L'ambient s'infereix a partir dels proxis físico-geoquímics i biològics com diatomees i carbons, mentre que la vegetació es reconstrueix a partir dels grans de pol·len i macrofòssils vegetals.



## MATERIAL I MÈTODES

*Cridem qui som i que tothom ho escolti.  
I en acabat, que cadascú es vesteixi  
com bonament li plagui, i via fora!,  
que tot està per fer i tot és possible.*

Miquel Martí i Pol (Ara mateix; 1981)





## 2. MATERIAL I MÈTODES

### 2.1. Zona d'estudi: Llac Raraku (Rano Raraku)

El llac Raraku es troba situat a l'est de l'illa (fig. 1.17, fig. 2.1), a 75 m d'altitud, al fons de l'interior d'un cràter volcànic de més de 300.000 anys d'antiguitat (Baker et al. 1974). El cràter és conegut per ser la cantera de les escultures de pedra erigides per la societat antiga (els *moais*). Es considera que és un centre eruptiu paràsit del grup del Poike que posteriorment les laves del Terevaka van acabar embolcallant (González-Ferran et al. 2004).



Figura 2.1. Fotografies del Llac Raraku i el seu entorn. Fotografies de Núria Cañellas Boltà

El llac Raraku és un llac petit (d'uns  $0,11 \text{ km}^2$ ) i poc profund (entre 2-3 m de profunditat) (dades del 2006 segons Sáez et al. 2009). L'àrea de la conca del cràter és d'uns  $0,35 \text{ km}^2$  i està formada principalment per tova volcànica (traquibasalts-hialoclastites) rica en vidre volcànic, feldspat i ilmenita (González-Ferran et al. 2004). El cràter és asimètric, amb l'alçada més gran a la banda sud-est, amb 160 m. El llac és hidrològicament tancat, sense corrents d'aigua permanents que hi arribin ni cap corrent de sortida, sent només alimentat per l'aigua de la pluja (Herrera i Custodio 2008). Estudis hidrològics han demostrat que es troba desconnectat de l'aqüífer d'aigua subterrània per capes impermeables (Herrera i Custodio 2008). Les aigües del llac estan ben barrejades, són una mica àcides (pH al voltant del 6,3), presenten una mitjana de conductivitat específica de  $640 \text{ mS cm}^{-1}$  (Geller 1992) i són de tipus  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$  (Sáez et al. 2009). Actualment el fons del llac és pla i està envoltat per un cinturó litoral format majoritàriament per *Scirpus californicus*, que també forma grans catifes flotants. En els marges externs s'hi troba també *Polygonum acuminatum*. L'àrea del cràter està ocupada majoritàriament per gramínies, acompanyades principalment per extensions arbustives de plantes exòtiques com *Crotalaria* sp, *Verbena litoralis*, *Lantana camara*, *Psidium guajava* i petites compostes herbàcies.

## 2.2. Context sedimentari

En una campanya de camp realitzada el novembre de l'any 2006 es van obtenir 8 sondejos de 6 cm de diàmetre i de fins a 14 m de longitud al llac Raraku seguint una transversal incompleta al llarg del llac N-S. En aquesta mateixa campanya de camp també van ser extrets dos sondejos de fins a 11 metres de potència a la torbera propera Rano Aroi. Per l'obtenció dels testimonis es va utilitzar un sondejador de pistó, situat a una plataforma flotant UWITEC (figura 2.2).



Figura 2.2. A dalt: plataforma flotant UWITEC i sonda de pistó a Rano Raraku (campanya del 2006). Fotografies Alberto Sáez. A baix a l'esquerra: detalls del mostreig (fotografies Alberto Sáez). A la dreta, dibuix d'un sonda de pistó (FONT <http://www.uwitec.at/html/frame.html>)

Els testimonis sedimentaris obtinguts es van emmagatzemar a 4°C de temperatura. Mitjançant un *GeoteK\_Multi-Sensor Core Logger* es van mesurar les propietats físiques (susceptibilitat magnètica i densitat) a cada centímetre en tots els sondejos. Les seccions dels sondejos es van dividir longitudinalment en dues parts i es van fotografiar utilitzant una càmera fotogràfica digital. Per caracteritzar la composició es van realitzar detallades descripcions sedimentològiques, acompanyades d'observacions microscòpiques de frotis cada 5 cm en tots els nuclis (Sáez et al. 2009). A partir de la correlació d'aquests vuit sondatges per fàcies sedimentàries i nivells guia, ajudats per els valors de susceptibilitat magnètica, Sáez et al. (2009) van reconstruir i caracteritzar l'arquitectura i rebliment sedimentari del llac.

Els testimonis dels sondejos RAR 03 i RAR 07 es van combinar per formar una successió composta-tipus. Sobre aquesta successió es van realitzar anàlisis biològiques, mineralògiques, i químiques a alta resolució per dur a terme una reconstrucció paleohidrològica i paleoambiental detallada. Es van realitzar: anàlisi de

fluorescència de raig-x (XRF; *X-ray fluorescence*), difracció de raig-x (DRX), carboni orgànic total (TOC), carboni inorgànic total (TIC), carboni total (TC), sofre total (TS), nitrogen total (TN), pèrdua per ignició (LOI; *loss on ignition*) i anàlisi de diatomees (Sáez et al. 2009)

L'anàlisi sedimentària va mostrar que, en conjunt, els sediments acumulats al llac Raraku estan dominats per matèria orgànica particulada i difusa (60-99% del pes total), amb un percentatge variable de partícules minerals terrígenes (vidre volcànic, feldspats, argiles i òxids de ferro) provinent de la meteorització, erosió i transport de les roques de la conca. A més a més són abundats els agregats de pirita formats per diagènesi primerenca (Sáez et al. 2009). Sáez et al. (2009) van definir i descriure nou fàcies sedimentàries i 4 unitats litostratigràfiques (fig. 2.3 i 2.4)

Les unitats litostratigràfiques descrites per Sáez et al. (2009) són, de base cap a sostre:

**Unitat 1.** És una unitat essencialment terrígena dipositada quan el llac relativament profund presentava un gradient o pendent elevat. Té una potència mínima de 10 m (no es va tallar la seva base). Està formada dominantment per llims laminats (laminació planar i encreuada de corrent), gris fosc-vermellosos (fàcies 1). Els sediments d'aquesta unitat mostren, en els marges del llac (sondeigs 1 i 2), una inclinació màxima de 43°. Aquesta unitat presenta el menor contingut orgànic de la successió, amb valors de TOC entre 20-40 % i LOI entre 58-79 % (fig. 2.4). Té un baix contingut en TN 1,2 % i la fracció mineral més gran a tota la seqüència (21-42 %). Entre els dipòsits laminats s'observen quinze capes fosques d'entre 3-16 mm que corresponen a dipòsits de lòbuls turbidítics d'avingudes ocorregudes durant episodis de pluges fortes (*flood events diposits*) (fàcies 2). Localment hi ha alguna capa de micrograves intercalada (fàcies 3).

**Unitat 2.** Està formada per sediments lacustres dipositats en un llac som de baix gradient. Presenta un gruix màxim de 7 m a la part central del llac, disminuint cap als marges i sent absent en les àrees litorals on s'acaba per solapament (*onlap*) sobre la unitat 1. Està formada per fangs fins (mida de gra argila), marrons dominats per matèria orgànica no particulada (amorfa). En aquesta unitat, els valors de LOI i TOC creixen significativament (fig. 2.4) i disminueix la fracció mineral i el contingut en terrígens respecte a la unitat 1. A la meitat inferior, s'observen vuit capes fosques més grolleres que es corresponen als episodis d'avingudes ("*flood events*") descrits a la unitat anterior (fàcies 2). A la base de la unitat, hi ha dues d'aquestes capes fosques, que s'estenen lateralment per bona part del llac i que han servit com a guia en la correlació estratigràfica (fig. 2.3). Es distingeixen tres subunitats: la subunitat 2a formada per fangs orgànics finament laminats, inicialment amb una laminació de 4 colors (fàcies 4) i posteriorment de 2 colors (fàcies 5); la subunitat 2b formada per fangs orgànics massius (fàcies 6) on s'observa tendències de disminució de TOC i increment de TN; i la subunitat 2c, formada per fangs orgànics torbosos (fàcies 7).

**Unitat 3.** Aquesta unitat correspon a dipòsits de torbera. Té 7 m de màxima potència a la part central de la conca sedimentària i és absent als marges. Està formada per torba composta principalment per restes de ciperàcies (fulles i tiges) amb quantitats subordinades de fang marró-vermellós entre les restes vegetals. Els sediments presenten valors de TOC de 51-56 % i LOI 99 % (valors en sediments totals) (fig. 2.4). Es distingeixen dues subunitats: (1) la subunitat 3a formada per sediments torbosos amb moltes macrorestes ben preservades (fàcies 8); i (2) la subunitat 3b, un interval de 30 cm de gruix només present al sondeig RAR 03, format per torba-llimosa, ric en partícules de vidre volcànic i feldspat, i en la qual s'observa la presència de diatomees (fàcies 9), tot indicant dipòsits de torbera però amb influència lacustre local.

**Unitat 4.** La unitat superior s'estén per tota la conca sedimentària (amb un gruix d'uns 40 cm). Es diposita sobre una superfície erosiva que s'estén també per tota la conca. Als marges de la conca, la superfície afecta el sostre de la unitat 1 i cap al centre el sostre de la unitat 3. Està formada per una subunitat 4a amb sediments de torba similars als de la subunitat 3a (LOI 93-99%) (fàcies 8); i per la subunitat 4b, formada per sediments de torba-llimosa, que són similars als sediments de la unitat 3b (LOI 72-74%) (fàcies 9). Aquests darrers dipòsits són els més superficials de la successió, contenen diatomees i restes de crisòfits, i s'interpreten com a dipositats en condicions de llac som, semblants a les condicions actuals del llac Raraku en les que les aigües lacustres poc profundes estan envoltades per masses de torba arrelada i flotant que es mouen erràticament.

N-S

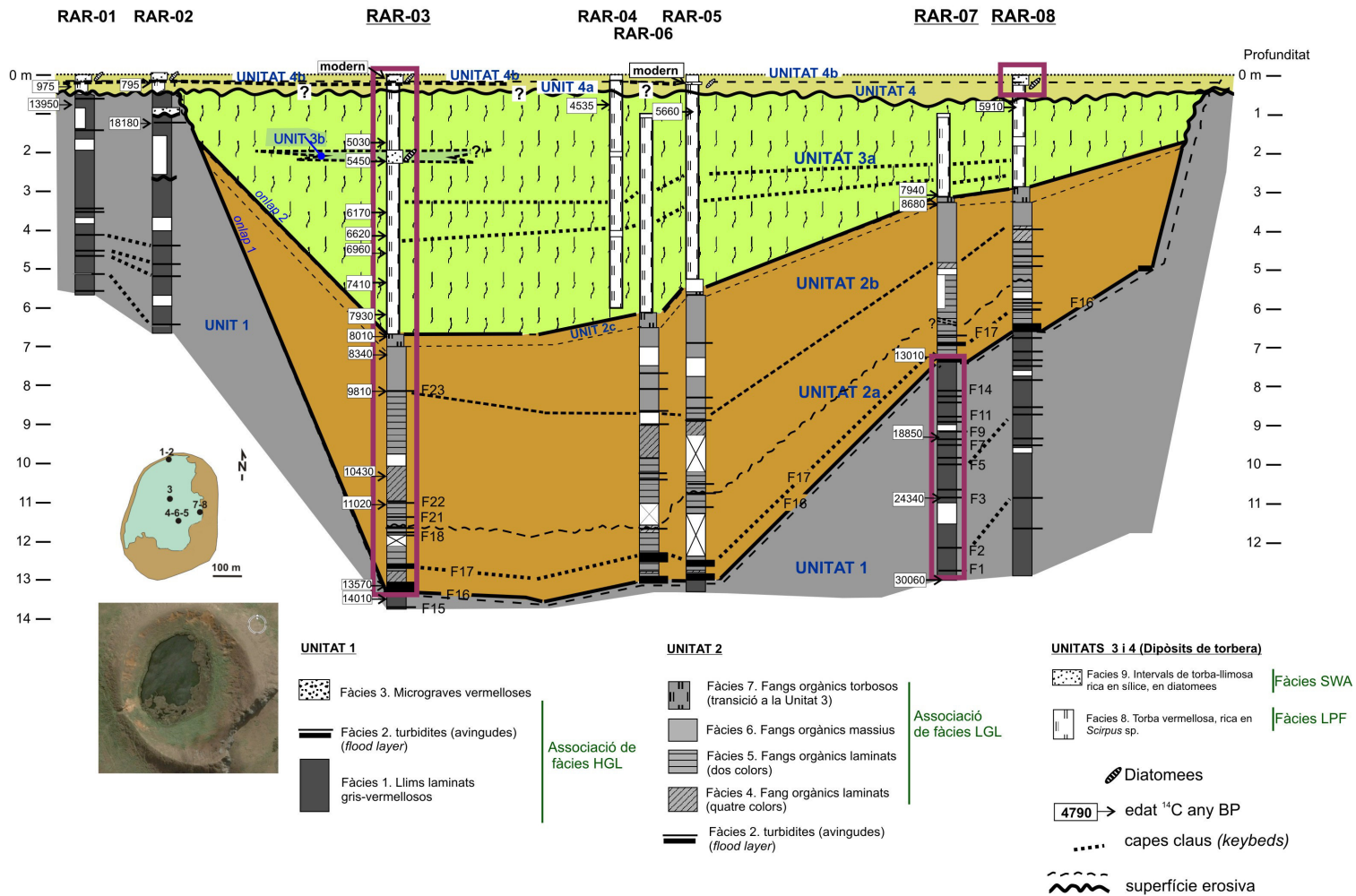


Figura 2.3. Esquema N-S de l'estratigrafia del Llac Raraku. S'indiquen les unitats descrites per Sáez et al. (2009) i els testimonis estudiats en aquest estudi (amb un quadre). Les associacions de fàcies utilitzades en aquesta tesi doctoral (vegeu el text i taula 2.1) s'indiquen en verd. Modificat de Sáez et al. (2009)



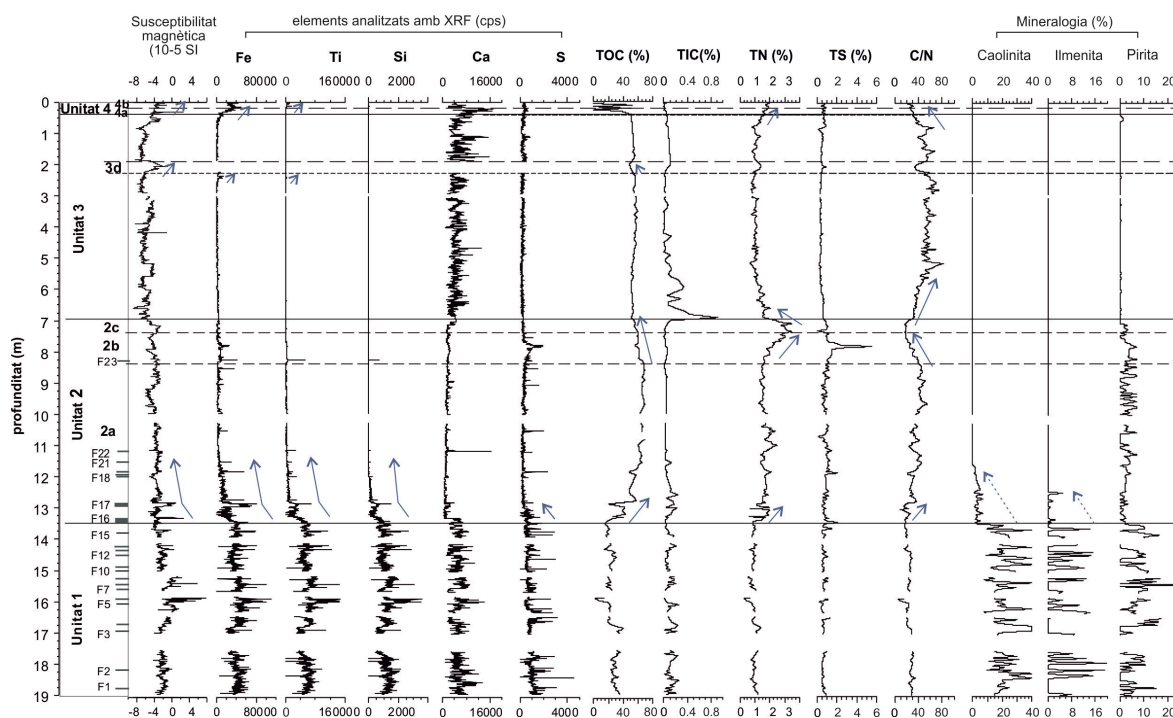


Figura 2.4. Principals paràmetres físics i geoquímics mesurats a la successió composta del llac Raraku. TOC (carboni orgànic total), TIC (carboni inorgànic total), TN (nitrogen total), TS (sofre total). Caolinita, ilmenita i pirita (en percentatges relatius) són els principals minerals (a part del vidre volcànic) de la fracció terrígena. Modificat de Sáez et al. (2009)

Pel treball dut a terme en aquesta tesi doctoral les 9 fàcies sedimentàries es van simplificar, agrupant-les en 4 associacions de fàcies, com s'indica a la taula 2.1 (figura 2.3, 2.4).

Taula 2.1: Correspondència entre les associacions de fàcies utilitzades en aquest treball i les fàcies i unitats descrites per Sáez et al. (2009), la seva descripció i la interpretació palaeoambiental.

Associació de fàcies (aquest estudi)	Fàcies Sáez et al. (2009)	Unitats Sáez et al. (2009)	Descripció	Interpretació paleoambiental
HGL	Fàcies 1, 2	Unitat 1, part inferior de la Unitat 2	Llims fangosos laminats gris-vermellosos, amb freqüents capes de turbidites	Llac profund (llac amb alt gradient, amb marges escarpats)
LGL	Fàcies 4, 5, 6, 7	Part mitjà i superior de la unitat 2	Fang orgànic laminat-colorejat i massiu-bandejat marró, amb algunes capes de turbidites	Llac som (llac amb baix gradient, amb marges menys escarpats)
SWA	Fàcies 8	Unitats 3a, 4a	Torba vermella	Ambient de pantà-torbera
LFP	Fàcies 9	Unitat 3b, 4b	Torba-llimosa rica en sílice i amb diatomees	Llac som (baix gradient) amb torba flotant i marges palustres

### 2.3. Submostreig dels sediments i anàlisis realitzades

La successió sedimentària composta tipus de 18,96 m de potència formada per la suma del tram inferior del sondeig RAR 07 (Unitat 1) i el sondeig RAR 03 (unitats 2, 3 i 4) s'ha utilitzat en aquesta tesi doctoral per caracteritzar i estudiar els canvis de vegetació relacionats als canvis ambientals dels 34-4,5 cal ka BP anys al llac Raraku. Addicionalment s'ha analitzat la part superior del sondeig RAR 08 (unitat 4) per realitzar un treball més detallat dels canvis de vegetació i de l'ambient d'aproximadament els últims 4000 anys. En ambdós casos es van aplicar tècniques radiomètriques de datació per establir el marc cronològic.

De forma general, l'estudi de multi-indicadors realitzat inclou:

- a) Estudi del testimoni sedimentaris RAR 03/07 (fig. 2.5)
  - i) Indicadors biològics:
    - macrofòssils
    - grans de pol·len i espores de falgueres
    - diatomees (realitzat prèviament per Sáez et al. (2009))
  - ii) Indicadors sedimentològics i geoquímics (fàcies sedimentàries, TN, TC,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) realitzats prèviament per l'equip d'investigació i publicats parcialment a Sáez et al. (2009))
- b) Estudi de la secció superior de RAR 08 (fig. 2.6) (darrers c. 3,7 cal ka BP)
  - i) Indicadors biològics:
    - grans de pol·len i espores de falgueres
    - diatomees
    - carbons
  - ii) Indicadors geoquímics: nitrogen total (TN), carboni total (TC) i el  $\delta^{13}\text{C}$  i el  $\delta^{15}\text{N}$ ,

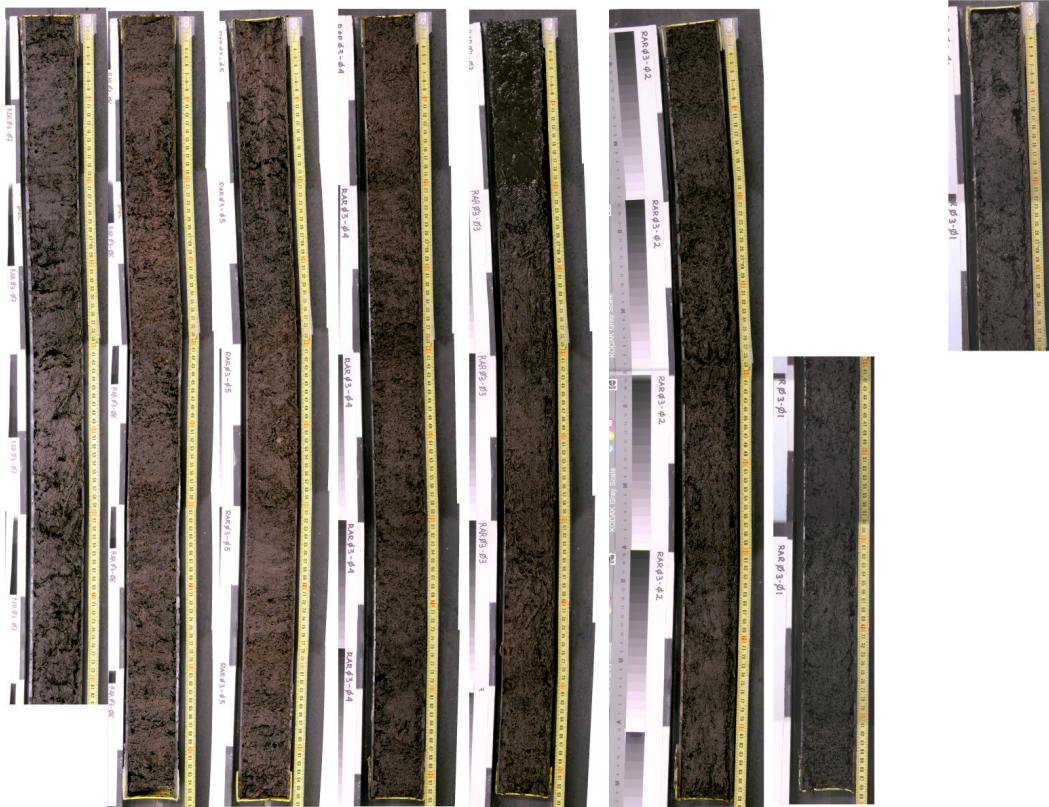


BASE

Figura 2.5. Fotografies dels testimonis sedimentaris RAR 03 i RAR 07 mostrant la unitat 1 i 2 identificades per Sáez et al. (2009). Fotografies d'Alberto Sáez.

UNITAT 3

UNITAT 4



TOP

Figura 2.5 continuació. Fotografies del testimoni sedimentaris RAR 03 mostrant la unitat 3 i 4 identificades per Sáez et al. (2009). Fotografies d'Alberto Sáez



RAR 08  
(Unitat 4)

top

Figura 2.6. Fotografia dels sediments de la secció superior del del sondeig RAR 08. Fotografies d'Alberto Sáez.



### 2.3.1. Anàlisi de macrofòssils

Es va analitzar el contingut en restes macrofòssils de cinquanta-sis mostres de la successió composta RAR 03/07, seguint el protocol estàndard per aquest tipus d'anàlisi (Birks 2001). Per cada mostra es va analitzar entre 20-50 cm<sup>3</sup> de sediment. Aquest volum es va mesurar en una proveta mitjançant el volum desplaçat d'aigua al afegir el sediment. Per facilitar la dispersió del sediment es va afegir KOH al 10% durant uns minuts. Seguidament es va tamisar el volum de mostra amb malles de 500 i 125 µm de llum, amb l'ajuda d'un raig suau d'aigua. El residu obtingut es va recollir i mantenir en fred fins a ser analitzat. Petites quantitats d'aquest residu es van anar resuspendent amb una mica d'aigua en un disc de petri o similar i van ser examinades sistemàticament amb una lupa binocular a uns 12x d'augment, fins que tota la mostra va ser examinada. Les restes d'interès es van anar agafant amb l'ajut d'unes pinces fines, es van classificar, identificar i comptar. Les identificacions es van realitzar amb l'ajut de la comparació amb material de referència actual, i fotografies i imatges d'atles i claus d'identificació (bibliografia dins de Birks 2001). Aquesta anàlisi es va dur a terme al laboratori de macrofòssils del Departament de Biologia de la Universitat de Bergen amb la supervisió de la Dra. Hilary Birks.

### 2.3.2. Anàlisi de pol·len

Es va realitzar una anàlisi del contingut palinològic en 104 mostres de la successió composta RAR 03/07 i 24 mostres de la secció superior de RAR 08. Les mostres van ser preparades seguint protocols estàndards per aquest tipus d'anàlisi lleugerament modificats (descrits a Rull et al. 2010). Aquest mètode consisteix en un tractament seqüencial amb diferents reactius amb l'objectiu d'eliminar els màxim components inorgànics i orgànics del sediment i concentrar el contingut en palinomorfs. En primer lloc es realitza un tractament en calent (bany d'aigua) afegint KOH al 10% durant 20 minuts per disgregar el sediment i eliminar la fracció làbil de la matèria orgànica i els àcids húmics. Seguidament es tamisa amb una malla gran (d'uns 200 µm) per eliminar les restes grans, pedres, etc. Després de diferents rentats amb aigua destil·lada (mínim 2, cada rentat consisteix en afegir aigua, centrifugant i treure el sobrenedant), es realitza un tractament en calent (bany maria) amb HCl al 37% durant 10 minuts (o fins que la reacció acabi) per eliminar els carbonats, i es torna a rentar amb aigua destil·lada. Posteriorment es realitza el tractament anomenat "acetòlisi" que és un mètode efectiu per eliminar la cel·lulosa. Per realitzar aquest tractament cal que les mostres estiguin totalment deshidratades. Per això es fan rentats amb àcid acètic glacial (dos com a mínim), abans d'afegir la barreja de líquid d'acetòlisi (barreja que consta de 9 parts d'anhídrid acètic i una part d'àcid sulfúric). Es deixa 4 minuts en calent (al bany d'aigua) i es torna a fer rentats amb àcid acètic glacial (mínim dos). Posteriorment, es renta amb aigua destil·lada i es procedeix a un tractament amb àcid hidrofluorídric al 70% en calent (bany d'aigua) durant 20 minuts per eliminar el material silícic. Seguidament es retira el HF, i s'afegeix de nou HF per fer un tractament tota la nit en fred. Passat aquest temps es renta amb aigua. Finalment es realitzen una sèrie de rentats amb concentracions d'etanol creixents: inicialment etanol (96%) i aigua destil·lada a parts iguals, seguit d'etanol 96%, etanol (96%) i tertbutanol (TBA 99%) a parts iguals, i finalment tertbutanol (TBA 99%). Es transfereix a vials on s'afegeix oli de silicona (amb una viscositat de 12500 cst) i s'homogeneïtza. Un cop evaporat completament el TBA, la mostra està preparada per ser analitzada. Les preparacions microscòpiques es munten en oli de silicona. Com a marcador exòtic i per poder calcular la concentració de palinomorfs es van afegir pastilles amb una concentració coneguda de Lycopodis, a l'inici del tractament al laboratori.

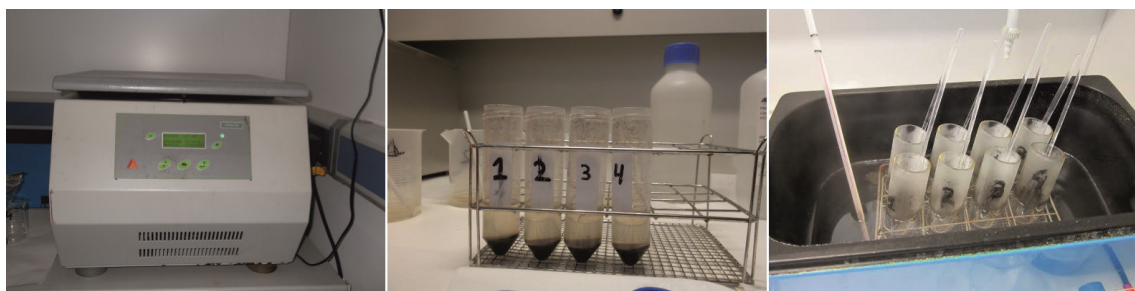


Figura 2.7. Diferents passos del protocol de tractament per anàlisi de pol·len. Fotos Núria Cañellas i Arantzasu Lara.



Les mostres van ser examinades al microscopi òptic a 400x identificant i comptant els diferents grans de pol·len i espores de falgueres fins arribar a un mínim de 200 grans de pol·len, exclouent els taxons aquàtics i semiaquàtics com Cyperaceae o *Polygonum*. En casos on el nombre de grans de pol·len era molt escàs, el recompte s'ha dut a terme fins arribar a comptar com a mínim 300 marcadors exòtics (*Lycopodium*). Aquest nombre és més gran que el que en general es necessita per arribar als 200 grans de pol·len en les mostres. El protocol de laboratori i l'anàlisi de mostres va ser realitzat al Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Facultat de Geologia i al laboratori de Palinologia i Paleoecologia de l'Institut Botànic de Barcelona.

### 2.3.3. Anàlisi de diatomees

Els 26 centímetres superiors del sondeig RAR 08 es van mostrejar cada 2,5 cm per dur a terme una anàlisi de diatomees. Aquest tipus d'anàlisi també s'havia realitzat en la successió RAR 03/07 en estudis previs (Sáez et al. 2009). Les mostres van ser processades utilitzant tècniques estàndards descrites a Renberg (1990). La matèria orgànica s'elimina amb peròxid d'hidrogen al 30% (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) i els carbonats amb HCl al 10%. La digestió es realitza escalfant les mostres en un bany d'aigua (bany Maria) a uns 90°C aproximadament, durant varies hores per accelerar la reacció (2-3 hores). Durant aquest temps, es va remoure les mostres i afegint nou reactiu H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> fins que la reacció finalitza. Després de la digestió les mostres es van centrifugar a 1200 rpm durant 5 minuts, retirant-se el sobrenedant i afegint aigua destil·lada per eliminar l'acidesa restant. Els tubs es van agitar amb un agitador, centrifugant-se novament a 1200 rpm durant 5 minuts. Aquest procés es va realitzar les vegades necessàries fins arribar a un pH pròxim a la neutralitat, mesurat amb una tira indicadora.

Les suspensions de diatomees obtingudes d'aquesta manera es van muntar per procedir a la seva observació en el microscopi. Es van traspasar alíquotes de les suspensions a un cobreobjectes, deixant-les assecar a temperatura ambient. Posteriorment es van muntar en un portaobjectes amb una resina d'alt índex de refracció (Naphrax® i.r. = 1,73). La identificació i el recompte de valves es van dur a terme a x1000 augments amb un microscopi Nikon Eclipse 600 amb òptica de contrast interdiferencial Nomarski. Es van comptabilitzar un mínim de 400 valves per mostra. Les mostres van ser preparades per tècnics de la Universitat de A Coruña i les identificacions taxonòmiques i els recomptes van ser realitzats pel Dr. Roberto Bao.

### 2.3.4. Anàlisi de carbons

Es va examinar el contingut en partícules de carbons majors de 5 µm al tram superior del sondeig RAR 08, considerats els millors indicadors de freqüència de focs (Whitlock i Larsen 2001). L'anàlisi va consistir en el recompte de les partícules de cendres presents en 25 camps distribuïts a l'atzar a x20 augments en un microscopi òptic. Les partícules es van classificar en funció de la mida en dos categories: de 5 a 100 µm i més de 100 µm. Es van utilitzar les mateixes preparacions microscòpiques emprades per l'anàlisi de pol·len. La concentració total es va inferir a partir de la relació entre partícules comptades i marcadors exòtics (*Lycopodium*) observats. A partir de la concentració i les taxes d'acumulació de sediment i densitat es va calcular la taxa d'acumulació de carbons per unitat de temps i superfície (influx). Els valors pels centímetres superiors de la successió no van poder ser calculats, degut a la manca de mesures de densitat fiables.

### 2.3.5. Anàlisis físico-geoquímiques

En el testimoni RAR 08 es van mesurar el nitrogen total (TN), el carboni total (TC) i el δ<sup>13</sup>C i el δ<sup>15</sup>N (amb una precisió de 0,2‰ pel C i 0,3‰ pel N) a cada centímetre mitjançant un espectròmetre de masses de relació isotòpica de flux continu (CF-IRMS) connectat en línia amb un analitzador elemental, als Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona. Aquest sistema és un mètode que permet transformar

les mostres en gas i introduir-les en l'espectròmetre de manera automàtica. Consta dels següents passos: combustió de la mostra; tractament dels gasos procedents de la combustió; i separació dels gasos en una columna cromatogràfica per poder analitzar-los per separat. Per realitzar aquesta anàlisi les mostres van ser prèviament assecades i triturades. Primerament es van embolcallar amb un paper de filtre i van ser assecades a una estufa entre 40-60 °C durant 24 h. Posteriorment van ser congelades per immersió en nitrogen líquid (a -160°C) i molturades amb un molí d'anelles. Aquest procés va ser necessari atesa la naturalesa de la mostra, amb nombroses macrorestes vegetals. Finalment van pesar-se en una microbalança i van ser encapsulades en càpsules d'estany per la seva anàlisi en l'espectrofotòmetre (entre 1-5 mg de mostra). Les mostres van ser preparades a la Universitat de Barcelona per Olga Margalef amb l'ajut del Dr. J.J. Pueyo. La susceptibilitat magnètica i la densitat van ser prèviament mesurades cada centímetre utilitzant un GEOTEK\_Multi-sensor Core Logger a l'Institut de Ciències del Mar del CSIC a Barcelona (Sáez et al. 2009).

Els paràmetres físico-geo-químics analitzats en la successió composta RAR 03/07 van ser majoritàriament mesurats i publicats en estudis anteriors (Sáez et al. 2009, fig. 2.4). Mitjançant un *XRF ITRAX core scanner* al *Large Lakes Observatory* de la Universitat de Minnesota, es va calcular el contingut total de Si, Ti, Fe, Ca, així com un valor de X-Ray incoherence/coherence ratio (*in\_coh\_ratio*) relacionat amb el contingut de matèria orgànica (Sáez et al. 2009). Aquesta anàlisi de fluorescència de raig-x es va realitzar a una resolució espacial de 2 mm, 60 s de temps de recompte, 30kv i 20 mA (Sáez et al. 2009). També es va dur a terme una anàlisi per difracció de raig X amb mostres cada 5 cm, amb un difractòmetre de raig X *Siemens D-500* amb les següents condicions: 40 KV, 30 mA, Cu  $\alpha$ , i un monocromador de grafit (Sáez et al. 2009). Per aquesta anàlisi les mostres prèviament van ser assecades, congelades amb nitrogen líquid i triturades utilitzant un molí d'anelles (Lorenzo 2007; Sáez et al. 2009). També es van determinar cada 5 cm el TOC, TIC i TC, utilitzant un *UIC model 5011 CO<sub>2</sub> Coulometer*. Mostres per TS i TN a aquesta mateixa resolució (5 cm) van ser mesurades amb *LECO SC 144 DR furnace* (pel TS) i per un *VARIO MAX CN elemental analyzer* (pel TN) a l'Institut Pirenaico de Ecologia (CSIC-IPE) (Lorenzo 2007; Sáez et al. 2009). El  $\delta^{15}\text{N}$  i el  $\delta^{13}\text{C}$  van ser determinats per IRMS al Servei Científic-Tècnic de la Universitat de Barcelona (SCT-UB) en un espectròmetre de masses de relació isotòpica de flux continu connectat a un analitzador elemental (Lorenzo 2007).

### 2.3.6. Tractament de les dades

Els resultats de les anàlisis de macrofòssils, pol·len i diatomees s'han representat gràficament en forma de diagrama de concentració o percentatge en profunditat o edat, utilitzant el programa *psimpoll 4.26* (Bennett 2002). En el cas de les dades de macrofòssils, els tàxons primerament van ser ordenats en base a la seva mitjana ponderada (WA) d'abundància per profunditat (Janssen i Birks 1994) utilitzant el software C2 1.4 (Juggins 2003), és a dir, ordenant-los segons la seva profunditat més comuna, en ordre creixent d'aparició.

Amb el programa *psimpoll 4.26* s'han identificat les principals zones dels diagrames estadísticament significatives segons el mètode de la divisió òptima conforme el contingut d'informació (en anglès *optimal splitting by information content*) (Bennett 1996). Per avaluar la significació estadística aquest programa utilitza el model del pal trencat (en anglès "*brocken-stick model*") (Bennett 1996). El programa *psimpoll* també s'ha utilitzat per calcular la taxa de canvi de la composició pol·línica, com una estima quantitativa del canvi per unitat de temps (Bennett i Humpry 1995). El mètode consisteix en mesurar la dissimilaritat entre mostres adjacents i dividir-la per la diferència temporal entre les mostres. S'ha utilitzat la distància euclídea com a mesura de dissimilaritat entre les mostres.

També s'han realitzat anàlisis multivariants d'ordenació en les dades de contingut en macrofòssils, de contingut en pol·len i espores, i físico-geoquímiques. Aquestes anàlisis són útils per resumir les dades en poques dimensions, gradients de variació o eixos d'ordenació i facilitar la identificació i interpretació dels principals patrons presents en les dades (Birks 2012; Legendre i Birks 2012). Els resultats es poden representar en un gràfic de poques dimensions (exemple eix 1 i eix 2) o de forma estratigràfica mostrant els valors de les mostres pels principals eixos (Birks 2012).

Concretament s'ha dut a terme una anàlisi de correspondències (CA) en les dades de microfòssils i una altra amb el contingut pol·línic per la successió RAR 03/07. Aquesta és una anàlisi de gradient indirecte que assumeix un model de respostes unimodal (Jongman et al. 1995) que és l'habitual en el cas de les relacions espècie-ambient (Birks 1995; Birks et al. 2010). El model de resposta unimodal suposa que les abundàncies de les espècies augmenta i disminueix dins un interval limitat de valors d'una variable ambiental. Segons el model, l'ocurrència de cada espècie segueix una corba en forma de campana, caracteritzat per uns valors òptims i uns de tolerància, indicant el màxim i el rang d'ocurrència al llarg d'una variable ambiental. Les dades de microfòssils, presentades en concentracions, van ser transformades logarítmicament per l'anàlisi CA, mentre que les dades de percentatge de pol·len van ser transformades amb l'arrel quadrada. En ambdós casos els tàxons rars van ser ponderats a la baixa (en anglès *downweighted*) per minimitzar la seva influència. D'altra banda, per identificar els patrons i gradients de variació en les dades fisico-geo-químiques s'ha realitzat una anàlisi de components principals (PCA). Aquesta assumeix relacions lineals, que és el que es dona en aquest tipus de dades. Els paràmetres inclosos en aquesta anàlisi van ser: susceptibilitat magnètica, nitrogen total, carboni total,  $\delta^{15}\text{N}$  i  $\delta^{13}\text{C}$ , contingut total de Si, Ti, S, Fe, i Ca, el valor de X-ray incoherence/coherence (*inc\_coh\_ratio*), i les associacions de fàcies descrites anteriorment (veure secció 2.2 i taula 2.1). Finalment s'ha realitzat una anàlisi de gradient directe, una anàlisi canònica de correspondències (CCA), amb les dades palinològiques i els paràmetres fisico-geoquímics i sedimentològics de la successió RAR 03/07 per observar les relacions entre la composició pol·línica i les variables ambientals. En aquesta anàlisi l'ordenació està limitada (constreta) per un (o un conjunt) de variables. És a dir, l'ordenació representa l'estructura de les dades que maximitza la relació amb una segona matriu de variables predictores, com poden ser variables ambientals. Els paràmetres inclosos en l'anàlisi CCA van ser: susceptibilitat magnètica (ms), nitrogen total (TN), carboni total (TC),  $\delta^{15}\text{N}$  i  $\delta^{13}\text{C}$ , contingut total de Si, Ti, S, Fe, Ca, el valor de X-ray incoherence/coherence ratio [*inc\_coh\_ratio*], i les associacions de fàcies sedimentàries. La mostra a 4,95 m de profunditat presenta una composició palinològica molt particular sent considera un valor atípic (*outlier*). No s'ha tingut en compte en les anàlisis multivariants perquè es considera una anomalia local que podria dificultar la identificació dels patrons i les tendències generals. Totes aquestes anàlisis d'ordenació (CA, PCA i CCA) han estat realitzades amb el programa R (R Development Core Team 2008) i el paquet *vegan* (Oksanen et al. 2006).

Per altra banda les dades de microfòssils han estat analitzades també amb un algorisme jeràrquic divisiu, l'anomenat en anglès *two-way indicator specie analysis* –TWINSPAN– per identificar la principal estructura de les dades (Hill 1979). Aquest és un mètode molt utilitzat en ecologia de comunitats que construeix una classificació jeràrquica per successives divisions dicotòmiques de les dades. És un mètode informatiu i robust per detectar estructures en conjunts de dades molt heterogènies i complexes (Gauch i Whittaker 1981; Legendre i Birks 2012b), com és el cas de les dades de microfòssils obtingudes, amb valors de nombroses absències. Aquesta anàlisi es va realitzar amb el programa TWINSPAN (versió 2.3. M. O. Hill 1979, modificat per C.J.F. ter Braak, H.J.B. Birks i P. Šmilauer). L'anàlisi TWINSPAN és un mètode semiquantitatiu, i certa informació d'abundància es codifica mitjançant pseudoespècies. Per determinar els grups significatius es va utilitzar el programa TWINDEND (versió 0.4, J. M. Line i H.J.B. Birks, no publicat), que avalua el poder exploratori de cada divisió del TWINSPAN, calculant la dispersió mitjana interna (o heterogeneïtat) dels grups en cada divisió com un percentatge de la dispersió mitjana total de les dades. El programa DISCRIM (versió 1.2 una modificació de TWINSPAN per C.J.F. ter Braak, modificat per J.M. Line i H.J.B. Birks) va permetre relacionar les dades geoquímiques-sedimentàries amb la classificació aportada per l'anàlisi en TWINSPAN (Ter Braak 1986). Aquest mètode construeix funcions discriminants senzilles i classifica els atributs donada una classificació jeràrquica (en el nostre cas la obtinguda en l'anàlisi TWINSPAN) seleccionant els que millor prediuen la classificació jeràrquica. L'objectiu és determinar quines variables externes estan més estretament associades i discriminen millor entre diferents grups de mostres establerts a priori en base a la composició de macrorestes. En l'anàlisi DISCRIM es va incorporar alguns paràmetres geoquímics com el carboni orgànic total (TOC), el carboni inorgànic total (TIC), relació C:N, i sofre total (TS), que no havíem tingut en compte en l'anàlisi PCA per evitar sobreponderacions. Així doncs, els paràmetres geoquímics i sedimentològics utilitzats en aquesta anàlisi van ser: susceptibilitat magnètica, nitrogen total, carboni total,  $\delta^{15}\text{N}$  i  $\delta^{13}\text{C}$ , contingut total de Si, Ti, S, Fe, i Ca, el valor de X-ray incoherence/coherence (*inc\_coh\_ratio*), associacions de fàcies sedimentàries, carboni orgànic total (TOC), el carboni inorgànic total (TIC), relació C:N, i sofre total (TS). Les dades quantitatives van ser transformades en rangs amb el programa MILTRANS (versió 2.5; C.J.F. ter Braak,

J.M. Line, i H.J.B. Birks) per ser utilitzades en l'anàlisi amb el programa DISCRIM. Alguns paràmetres geoquímics i dades biològiques d'aquest treball de macrofòssils s'han representat amb diagrames de caixes (*box-whisker plots*) per destacar visualment les diferències entre unitats biosedimentològiques.

### 2.3.7. Datacions i model d'edat

El marc cronològic s'ha establert a partir de datacions AMS<sup>4</sup> radiocarbòniques realitzades sobre restes macrofòssils i concentrats pol·línics. En treballs previs a aquesta tesi doctoral es va elaborar un primer marc cronològic amb 22 datacions radiocarbòniques (Sáez et al. 2009). Pels treballs realitzats en aquest estudi s'ha completat aquest marc amb 13 noves datacions de concentrats pol·línics. Aquests s'han preparat seguint el mètode explicat anteriorment per l'anàlisi pol·línica sense la realització de l'acetolisi, el tractament amb alcohols, i sense afegir oli de silicona ni licopodis. Les datacions radiocarbòniques han estat realitzades en el *Poznar Radiocarbon Lab* i *Beta Analytic*.

Per la successió RAR 03/07 s'ha utilitzat la interpolació lineal entre dates. Per calibrar les dades s'ha utilitzat una combinació de la corba de calibratge per l'hemisferi sud (SH\_cal 04, McCormac et al. 2004) per edats més joves que 11 cal ka BP i la corba per l'hemisferi nord (IntCal09, Reimer et al. 2009) per edats més antigues.

Per l'estudi del tram superior del sondeig RAR 08 s'ha realitzat un model edat-profunditat a partir d'una aproximació Bayesiana utilitzant el software Bacon (Blaauw i Christen 2011). Aquesta aproximació permet incorporar informació estratigràfica prèviament coneguda, que és essencial per interpretacions cronològiques realistes. Bacon és un programa desenvolupat específicament per la construcció de models edat-profunditat de dipòsits de llacs i torberes que poden contenir hiatus sedimentaris. Les principals assumpcions del programa són: 1) les taxes d'acumulació han de ser positives, assegurant que els sediments han d'estar ordenats cronològicament (l'edat augmenta en profunditat); 2) les taxes d'acumulació estan limitades per assumpcions (en el nostre cas, vem aplicar diferents distribucions gamma per les dues seccions sedimentàries principals, utilitzant paràmetres forma 5 i mitjana 500 anys/cm per la secció de torbera per sota els 19,5 cm i la forma 1,5 i mitjana 50 any/cm per la secció de torba-llimosa per sobre d'aquesta profunditat) 3) les taxes d'acumulació poden variar d'una profunditat a una altra, amb un grau d'autocorrelació (nosaltres vam utilitzar 41 centímetres d'un increment d'un centímetre i la distribució a priori per defecte de Bacon Beta amb força 4 i mitjana 0,7), 4) els hiatus sedimentaris poden ocórrer amb una probabilitat més gran per a hiatus petits (assumint una distribució gamma amb forma 1 i mitjana 1000 anys), i 5) s'assumeix una distribució t-student amb cues amples (utilitzant els paràmetres per defecte a=3 i b=4) per tal d'acomodar les datacions esparses i els valors atípics (*outliers*) de dates de <sup>14</sup>C, en comptes de la distribució usual Gaussiana (Christen i Pérez 2009). Les datacions radiocarbòniques <sup>14</sup>C van ser convertides a anys calendari utilitzant la corba de calibratge de l'hemisferi sud SH\_cal04 (McCormac et al. 2004) i la corba postbomb de l'hemisferi sud de Hua i Barbett (2004). No es va assumir efecte reservori ja que el material datat no contenia matèria orgànica lacustre amorfa (Sáez et al. 2009). Es va assumir una edat de AD 2006 ±2 per la superfície del testimoni. Utilitzant aquests paràmetres, el programa va realitzar sobre 22 milions d'iteracions, utilitzant el mètode de cadena de Markov - montecarlo (MCMC) per estimar els paràmetres desconeguts en el model edat-profunditat. Aquest model edat-profunditat va ser elaborat per Maarten Blaauw, de la School of Geography, Archaeology and Palaeoecology de la Universitat de Queen (Belfast, U.K.)

<sup>4</sup>AMS (de l'anglès *Accelerator mass spectrometry* – Accelerador d'espectrometria de masses o espectrometria de masses amb accelerador de partícules): és un mètode de datació radiocarbònica en el que es mesura el contingut de <sup>14</sup>C en relació als isòtops estables (<sup>12</sup>C i <sup>13</sup>C), i l'edat és determinada per comparació d'aquesta relació amb la d'un estàndard conegut (Walker 2005). Aquesta tècnica permet analitzar mostres de petita mida; en general mostres amb 1 mg o menys de carboni (Walker 2005).

## **RESULTATS**

*"There is nothing permanent except change"*  
Heràclit d'Efes



### 3. RESULTATS

#### 3.1. Dacions radiocarbòniques

La taula 3.1. indica els resultats de les dacions radiocarbòniques obtingudes en el marc d'aquesta recerca.

Taula 3.1. Edats AMS  $^{14}\text{C}$  radiocarbòniques utilitzades en aquest estudi. S'indiquen amb un asterisc les dacions de l'estudi previ de Sáez et al. (2009) utilitzades en aquest estudi.

TESTIMONI RAR 08							
Mostra	Nom laboratori	Prof. (cm)	Material datat	$^{14}\text{C}$ anys BP	±	Edat (cal anys BP)	±
RAR08.01.4	Poz-42955	4	Concentrat pol·línic	106,94 ± 0,39 pMC		AD 1996	
RAR08.01.09	Poz-42957	9	Concentrat pol·línic	101,03 ± 0,35 pMC		AD 1958	
RAR08.01.10-11	Beta-316585	11	Concentrat pol·línic	380	30	404	82
RAR08.01.12-13	Poz-32007	13	Concentrat pol·línic	505	30	515	25
RAR08.01.17	Poz-42958	17	Concentrat pol·línic	840	30	710	39
RAR08.01.17-18	Beta-316586	18	Concentrat pol·línic	780	30	689	39
RAR08.01.18-19	Beta-316587	19	Concentrat pol·línic	1180	30	1025	64
RAR08.01.21	Poz-42959	21	Concentrat pol·línic	2120	35	2032	103
RAR08.01.22-23	Beta-316588	23	Concentrat pol·línic	2970	30	3060	107
RAR08.01.25	Poz-19940	25	Concentrat pol·línic	2160*	30	2071,5	82,5
RAR08.01.29	Poz-42960	29	Concentrat pol·línic	4800	35	5516,6	70
RAR08.01.40-41	Poz-32120	41	Concentrat pol·línic	4530	40	5132	172

TESTIMONI RAR 03 i 07							
Mostra	Nom laboratori	Prof. (m)	Material datat	$^{14}\text{C}$ any BP	±	Edat (cal anys BP)	±
RAR03.01.54	Poz-33774	0,54	concentrat pol·línic	4080	40	4576	80
RAR03.02.27	Poz-33775	1,28	concentrat pol·línic	4670	40	5394	82
RAR03.02.85bis	Poz-20571	1,85	<i>Scirpus macrorestes</i>	5030*	40	5801	96
RAR03.03.30	Poz-19935	2,30	concentrat pol·línic	5450*	40	6247	62
RAR03.04.55	Poz-24027	3,55	<i>Scirpus macrorestes</i>	6170*	40	7059	110
RAR03.05.14	Poz-24030	4,14	<i>Scirpus macrorestes</i>	6620*	50	7504	70
RAR03.05.65	Poz-18689	4,65	concentrat pol·línic	6960*	40	7778	88
RAR03.06.34	Poz-24031	5,34	<i>Scirpus macrorestes</i>	7410*	50	8261	103
RAR03.07.15	Poz-24032	6,15	<i>Scirpus macrorestes</i>	7930*	50	8806	178
RAR03.07.83	Poz-18690	6,83	concentrat pol·línic	8010*	40	8879	132
RAR03.08.33	Poz-18691	7,33	concentrat pol·línic	8340*	50	9361	120
RAR03.09.35	Poz-19936	8,35	concentrat pol·línic	9810*	60	11240	116
RAR03.11.10	Poz-18693	10,39	concentrat pol·línic	10430*	50	12318	212
RAR03.12.10	Poz-18694	11,25	concentrat pol·línic	11020*	50	12896	191
RAR03.14.40	Poz-18696	13,39	concentrat pol·línic	13570*	70	16699	234
RAR03.14.60	Poz-18695	13,59	concentrat pol·línic	14010*	70	17043	218
RAR07.09.10	Poz-19938	15,27	concentrat pol·línic	18850*	130	22566	411
RAR07.10.85	Poz-19939	16,95	concentrat pol·línic	24340*	230	29112	483
RAR07.11.140	Poz-18705	18,97	concentrat pol·línic	30060*	240	34229	192

Dacions d'altres testimonis utilitzades en aquest treball (Sáez et al. 2009)							
RAR02.01.20	Poz-19933	0,25	concentrat pol·línic	795*	35	721	49
RAR01.01.37	Poz-19930	0,37	concentrat pol·línic	975*	30	866	71

### 3.2. Estudi de macrofòssils

#### 3.2.1. Zonació de macrofòssils

Les principals restes macrofòssils observades en el testimoni sedimentari RAR 03/07 (de 19 m de potència i englobant els darrers 34 cal ka) són llavors de ciperàcies, solanàcies i *Dianella* sp., esporangis de falgueres, epifis de cladòcers, fragments d'artròpodes (àcars oribàtids, coleòpters, entre d'altres) i altres restes no identificades (fig. 3.1). Les restes han estat anomenades utilitzant un codi (IBB-) pel seu estudi posterior i s'han inclòs en una col·lecció general de micro i macrorestes que es guarda a l'Institut Botànic de Barcelona.



Figura 3.1. Principals macrorestes observades en el testimoni RAR 03/07. La línia indica un mm. a) IBB-60, fruit de Cyperaceae-1 (*Cyperus* cf.); b) IBB-62, fruit de Cyperaceae-2 (*Scirpus californicus* cf.); c) IBB-130, llavor de Solanaceae-2; d) IBB-83, llavor de Solanaceae-1 (*Solanum* cf.); e) IBB-65 (tricomes cf.); f) IBB-76, escames de falgueres; g) IBB-63, esporangis de falgueres; h, i, j) IBB-89, 92, 96 diferents fragments de moltes; k) IBB-87, líquen; l) IBB-228, estatoblast de *Plumatella*; m) IBB-50, àcar del grup dels oribàtids (Hydrozetidae / Ameronothoroidea cf.); n) IBB-98, epifi de cladòcer; o) IBB-54, càpsules cefàliques de quironòmids p) IBB-72, possiblement ous de cladòcers o insectes; q) IBB-109, larva de dípter; r) llavor de *Dianella* sp. (IBB-111).



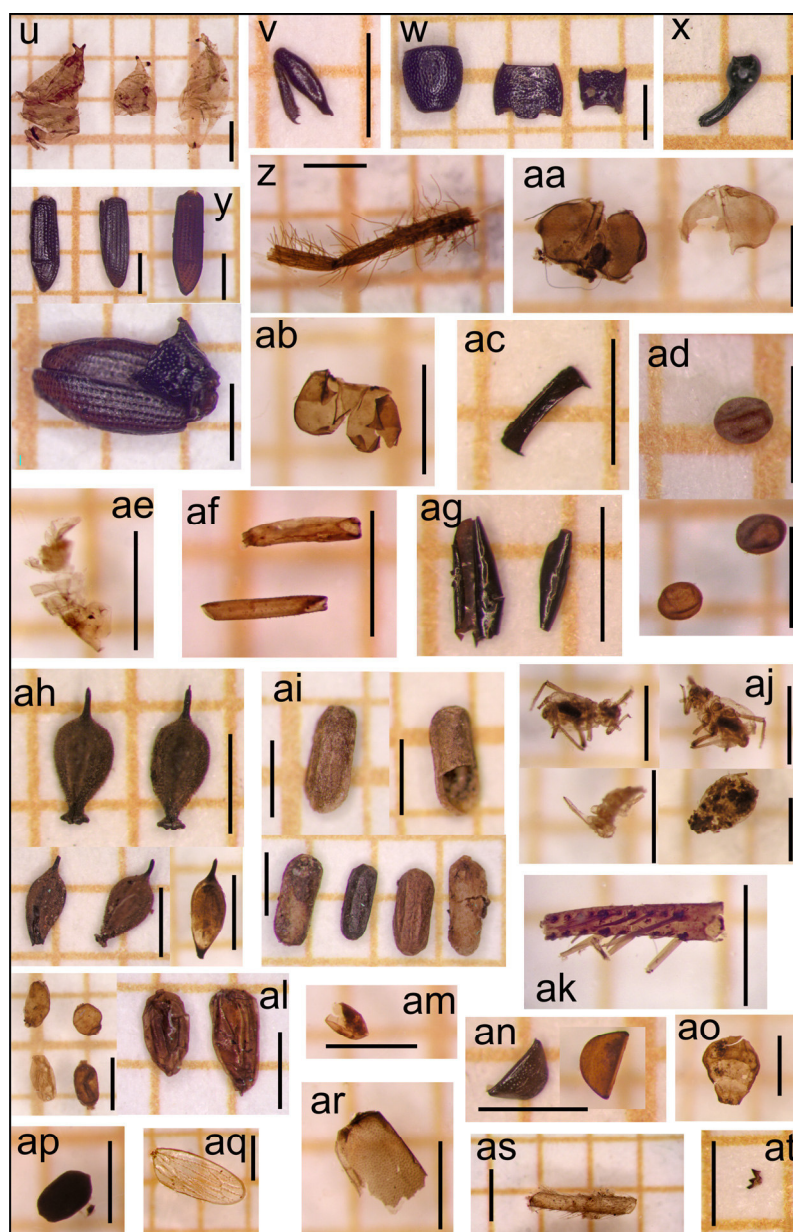


Figura 3.1 continuació. La línia representa 1 mm. s) IBB-57; t) IBB-252; u) IBB-51, larva de dípter Ephyridae; v) IBB-52, pota de coleòpter Curculionidae Molytinae-Cossoninae cf.; w) IBB-58 pronot de Coleòpter Curculionidae Molytinae - Cossoninae cf.; x) IBB-61 fragment de Coleòpter Curculionidae Molytinae - Cossoninae cf.; y) IBB-64 èlitr de coleòpter Curculionidae Molytinae - Cossoninae cf.; z) IBB-134; aa) IBB-81, part ventral del tòrax (esternum) coleòpter Dystiscidae; ab) IBB-90; ac) IBB-91, segment abdominal d'insecte; ad) IBB-194; ae) IBB-103; af) IBB-199; ag) IBB-218; ah) IBB-166, Cyperaceae-3 (*Cyperus* cf.) IBB-164; ai) IBB-166; aj) IBB-188; ak) IBB-59; al) IBB-168; am) IBB-162; an) IBB-128; ao) IBB-122; ap) IBB-148; aq) IBB-131; ar) IBB-106; as) IBB-94; at) IBB-108.

S'han distingit quatre zones estadísticament significatives en funció del contingut de macrorestes (fig 3.2):

**ZONA MA-1 (18,9-12 m de profunditat; 34-14,6 cal ka BP).** Aquesta zona conté poques restes vegetatives de gramínies i ciperàcies. Es caracteritza per la gran abundància d'una macroresta no identificada, IBB-65, probablement corresponent a un tricoma vegetal, i la presència de restes de molses (IBB-89, IBB-92, IBB-96). També presenta nombrosos esporangis de falgueres (IBB-63) i diferents restes d'animals.

**ZONA MA-2 (12-6 m; 14,6-8,7 cal ka BP).** És una zona força heterogènia i amb poca diversitat de restes microfòssils. Està caracteritzada principalment per la presència d'efips de cladòcers (IBB-98) i en certes profunditats grans concentracions de IBB-72 (corresponents possiblement a ous de cladòcers). Les restes de molses i líquens desapareixen a l'inici de la zona i l'IBB-65 disminueix considerablement. També s'observa una disminució significativa dels esporangis de falgueres i les restes d'àcars oribàtids, però tornen a augmentar a partir dels 8 m. A partir d'aquesta profunditat també s'observen més fragments d'altres animals (IBB-58, IBB-61, IBB-64), llavors de ciperàcies (principalment tipus *Scirpus*), i llavors d'una solanàcia. Les restes de cladòcers i falgueres presenten un marcat màxim a la secció superior de la zona.

# ANÀLISI RANO RARAKU MACROFÒSSILS

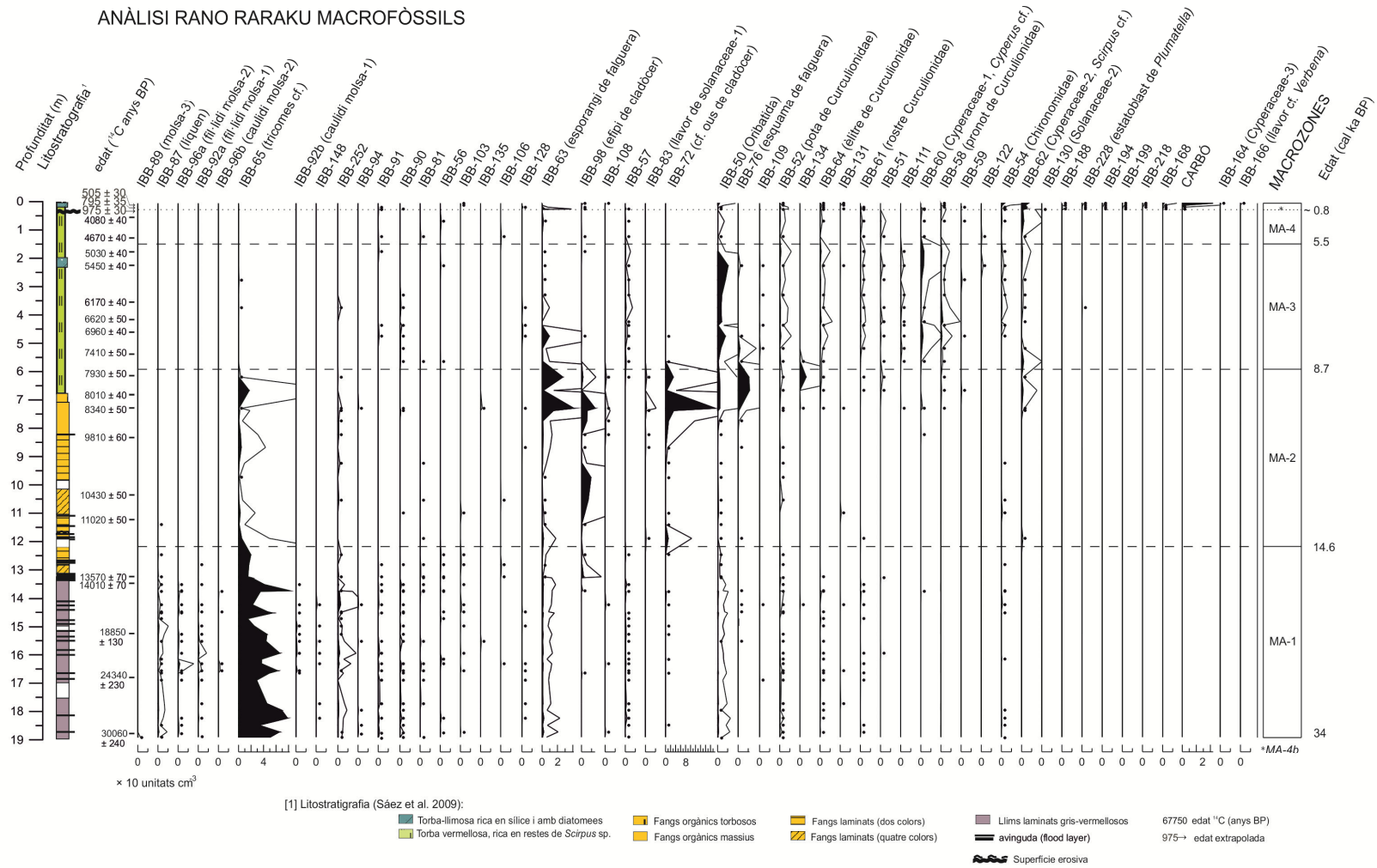


Figura 3.2. Diagrama estratigràfic dels principals macrofòssils observats a la successió RAR 03/07. Els tàxons s'han ordenat en base a la seva mitjana ponderada en profunditat (WA) (Janssen i Birks 1994) utilitzant el software C2 1.4 (Juggins 2003). Les quatre zones basades en el contingut de macrorestes estan marcades amb línies discontinües. En línia de punts es marca la subzona MA-4b. A la dreta es mostra la litostratigrafia i les edats radiocarbòniques. Les tres primeres edats (marcades amb →) corresponen a altres testimonis, i han estat incorporades per correlació estratigràfica. Les edats calibrades corresponents als límits de les zones s'indiquen a l'esquerra.

**Zona MA-3 (6-1,5 m; 8,7-5,5 cal ka BP).** Aquesta zona es distingeix per l'existència de nombroses restes vegetatives de ciperàcies i gramínies. Per sota dels 5 m s'observa majoritàriament llavors de tipus *Scirpus* (IBB-62) i nombroses restes de falgueres. Cap al sostre de la zona les llavors de ciperàcia tipus *Cyperus* (IBB-60) esdevenen més freqüents. Altres característiques de la zona són la presència de *Dianella* (IBB-111) i abundants restes d'animals (àcars oribàtids, quironòmids i altres restes).

**ZONA MA-4 (1,5-0 m; 5,5 cal ka BP-present).** Aquesta zona és similar a l'anterior, però presenta menys restes d'animals i més abundància de llavors de ciperàcies tipus *Scirpus* i menys de tipus *Cyperus*. Es pot distingir una subzona als 30 cm superiors (MA-4b; posterior a 800 cal anys BP) caracteritzada per la presència de carbó, epíspis de cladòcers, nombrosos quironòmids, i l'aparició de noves restes (p. ex. IBB-188, IBB-194). Les dues mostres superiors presenten grans abundàncies de carbons i noves restes microfòssils (Cyperaceae-3, IBB-166, entre d'altres).

### 3.2.2. Anàlisi de correspondències

L'anàlisi de correspondències també mostra aquesta heterogeneïtat i variació en les mostres. Segons el model de pal trencat (en anglès *broken-stick model*), cinc eixos són significatius explicant el 68,24 % de la variabilitat total. En el gràfic definit pels dos primers vectors propis (39,8% de la variància explicada) es poden distingir les quatre zones de microfòssils identificades (fig. 3.3). L'eix 1 contrasta les mostres de les zones MA-3 i MA-4 de la resta, mentre que l'eix dos permet distingir les mostres de la zona MA-2. La zona MA-1 forma un grup molt homogeni al quadrant dret inferior, mentre que les altres zones mostren més heterogeneïtat. Les mostres de la zona MA-2 es distribueixen al quadrant superior dret, mostrant gran variabilitat en l'eix 2. Les mostres de la zona 3 i 4 es situen al quadrant inferior esquerra, mostrant certa semblança entre elles, si bé les mostres de la zona 4 presenten valors més negatius de l'eix 1.

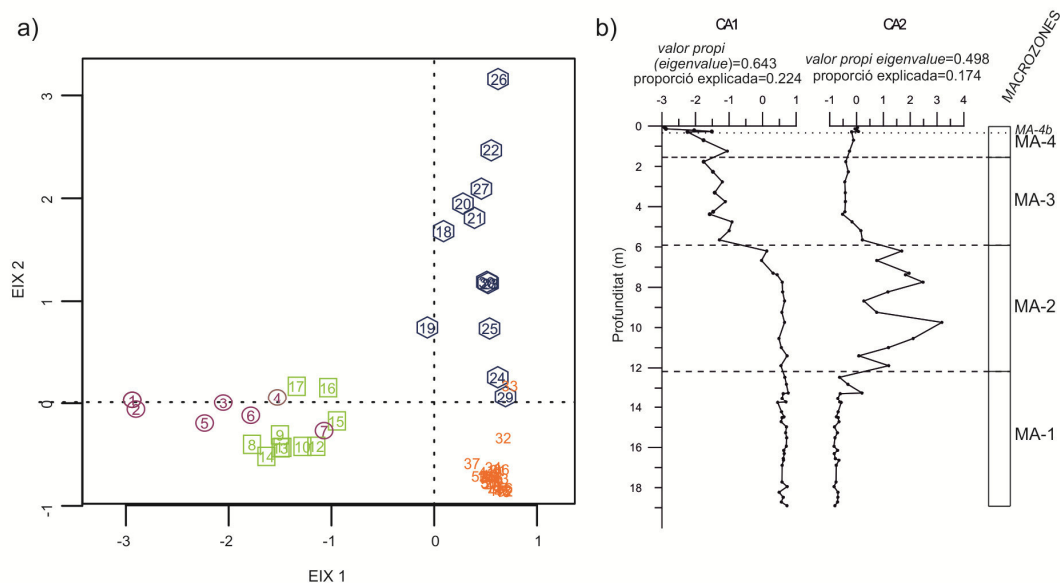


Figura 3.3. a) Diagrama de la disposició de les mostres de microfòssils (nombres) en un pla definit pels dos primers eixos de l'anàlisi de correspondències. Les quatre macrozones prèviament descrites s'indiquen pels símbols al voltant del número i el color: sense símbol i en taronja = MA-1, hexàgon blau = MA-2, quadrat verd = MA-3, cercle lila = MA-4. b) Valors de les mostres pels dos primers eixos de l'anàlisi de correspondències representats estratigràficament. Les zones de microfòssils prèviament identificades s'indiquen a la dreta.

### 3.2.3. Relació macrofòssils-geoquímica i sedimentologia

#### Dades geoquímiques

L'anàlisi de components principals de les dades geoquímiques i litològiques per les mostres de macrofòssils mostra patrons estratigràfics importants. Segons el model de pal trencat (*broken-stick model*) els dos primers eixos són significatius (68% del total de la variança explicada). Es distingeixen quatre grans grups de mostres en el gràfic definit per aquests dos primers eixos (fig. 3.4). Les mostres per sota els 13 m s'agrupen a l'extrem positiu de l'eix 1 i estan associades a fàcies de llac amb alt gradient (HGL) i caracteritzades per valors alts de ms, Fe, Ti i Si, suggerint grans entrades de material terrigen particulat per escorrentia. Les altres mostres, formades per llims orgànics o torba, i amb valors baixos de Ti, Fe i Si, se situen als valors negatius de l'eix 1. Així l'eix 1 possiblement reflecteix un gradient d'entrada de sediments al·lòctons (valors més positius) *versus* autòctons. Per altra banda l'eix 2 pot reflectir condicions redox, amb valors negatius relacionats en condicions de més anòxia. En aquest sentit, les mostres descrites com a dipòsits en llac amb baix gradient (LGL) i que presenten valors alts de TN s'agrupen en un grup amb valors positius per l'eix 2. A l'extrem negatiu hi trobem les mostres associades a fàcies sedimentàries de torberes (SWA) i amb alts valors de  $\delta^{15}\text{N}$ , relacionat amb processos de desnitrificació. Finalment les mostres superiors se situen a la part central, mostrant condicions intermitges entre grups. Si representem els valors d'aquests eixos estratigràficament s'observa clarament un canvi a 13,7 m reflectint el final de l'entrada de material al·lòcton, un altre a 7 m indicant un increment de les condicions d'anòxia en els sediments, i la recuperació de les condicions prèvies en els dos metres superiors.

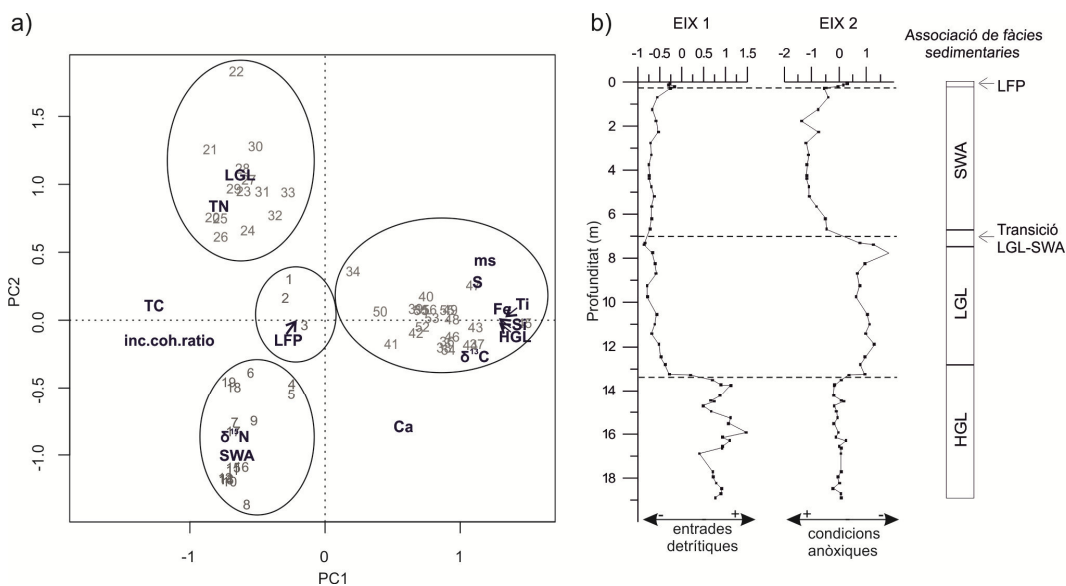


Figura 3.4. Resultats del PCA de les dades geoquímiques i sedimentològiques. Els resultats de les dades geoquímiques s'inclouen en l'annex (veure article Cañellas-Boltà et al. 2012). Eix 1 (vector propi o *eigenvalue* = 8,790; variabilitat explicada = 51,7%); eix 2 (valor propi o *eigenvalue* = 3,082; variabilitat explicada = 18,1%). a) Diagrama de les mostres en els dos primers eixos. ms (susceptibilitat magnètica), Fe (ferro), Ti (titani), Si (silici),  $\delta^{13}\text{C}$  (isòtop de carboni 13), Ca (calci), S (sofre),  $\delta^{15}\text{N}$  (isòtop de nitrogen 15), TC (carboni total), TN (nitrogen total), inc.coh.ratio (ràtio incoherence-coherence raig X), HGL (Associació de fàcies de llac d'alt gradient), LGL (Associació de fàcies de llac de baix gradient), SWA (Fàcies de torbera), i LFP (Fàcies de llac amb baix gradient amb estores de torba flotants i vegetació al marge). b) Valors de les mostres pels primers dos eixos de l'anàlisi de PCA representats estratigràficament. Les associacions de fàcies sedimentàries s'indiquen a la dreta.



### Anàlisi TWINSPAN, TWINDEND I DISCRIM

Per relacionar les dades de macrofòssils (molt heterogènies) amb les dades geoquímiques i sedimentàries es va realitzar una anàlisi TWINSPAN-TWINDEND i Discrim. Amb el TWINSPAN-TWINDEND es van identificar sis grups de mostres amb significança estadística (fig. 3.5). Les sis mostres de la part superior de la successió formaven part de dos grups diferents, amb dues i quatre mostres respectivament, i es van agrupar en un grup més gran anomenat Grup A. Aquest grup es caracteritza per una gran abundància de llavors de *Scirpus* (IBB-62). L'anàlisi Discrim va associar aquest grup a valors alts de TC i TN i valors baixos de  $\delta^{15}\text{N}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  i TIC. El grup B està format per 12 mostres i es distingeix per la presència de ciperàcies (tipus *Scirpus* i *Cyperus*), *Dianella* (IBB-111), restes de coleòpters i gran abundància d'àcars oribàtids. Segons l'anàlisi Discrim aquest grup es relaciona amb valors alts de  $\delta^{15}\text{N}$  i fàcies de torbera (SWA). El grup C (28 mostres) es caracteritza per nombroses restes de possibles cladòcers (IBB-72) i esporangis de falguera (IBB-83). Finalment el grup D (28 mostres) presenta, com a tàxon indicador, grans quantitats de IBB-65 (possiblement tricomes) i restes de líquens (IBB-87), i està associat a valors alts de Fe.

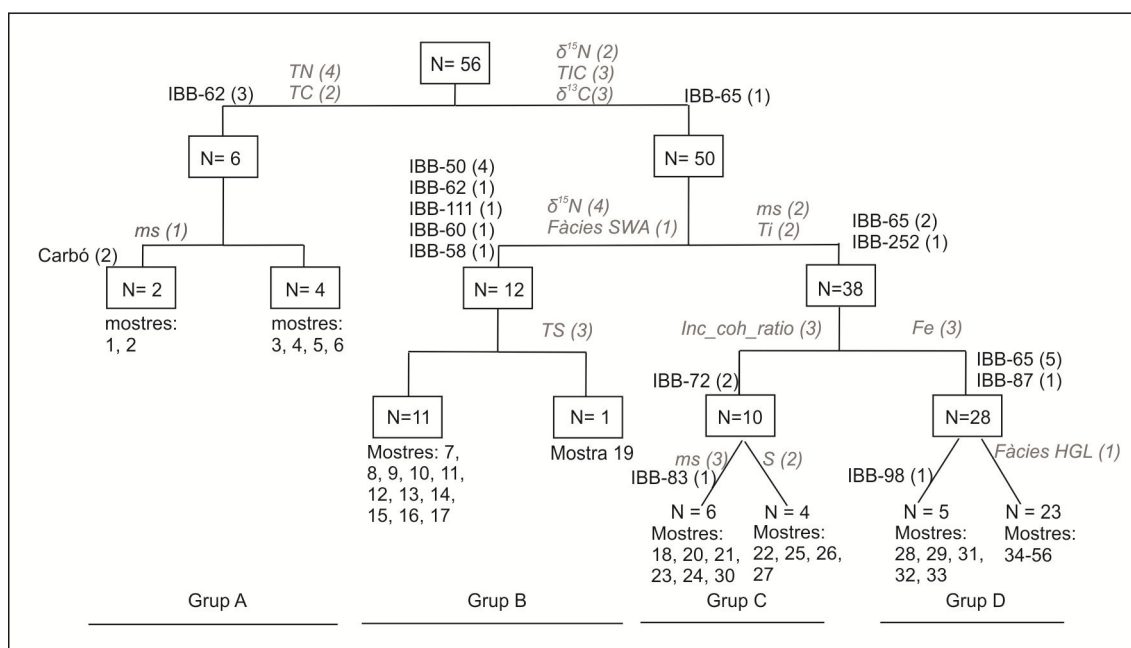


Figura 3.5. Resultats de l'agrupació jeràrquica dicotòmica de TWINSPAN i DISCRIM. El nombre de mostres en cada divisió s'indica per N=. Les divisions amb significança estadística segons el TWINDEND s'indiquen amb un quadre. Es mostra el(s) principal(s) macroresta(es) indicadora(es) de cada divisió. El valor indicador de pseudospècie s'indica entre parèntesis després del nom del tàxon. Valors propers a 1 indiquen que la presència del tàxon és suficient per distingir el grup, mentre que els valors alts indiquen que per definir el grup són necessàries grans abundàncies del tàxon. Els paràmetres geoquímics i sedimentaris que millor distingeixen els grups segons el DISCRIM s'especifiquen en cursiva i gris. ms (susceptibilitat magnètica), Fe (ferro), S (sofre),  $\delta^{13}\text{C}$  (isòtop de carboni 13),  $\delta^{15}\text{N}$  (isòtop de nitrogen 15), TC (carboni total), TN (nitrogen total), TIC (carboni inorgànic total), inc.coh.ratio (ràtio incoherència i coherència), TS (sofre total), Ti (titani), IBB-62 (Cyperaceae-2, *Scirpus* cf.), IBB-65 (tricomes cf.), IBB-50 (àcar oribàtid), IBB-60 (Cyperaceae-1, *Cyperus* cf.), IBB-58 (fragment de coleòpter Curculionidae), IBB-252 (desconegut), IBB-72 (cf. ous de cladòcer), IBB-83 (Solanaceae-1, *Solanum* cf.), IBB-87 (restes de líquens), IBB-98 (efipis de cladòcers). S'indiquen les mostres pertanyents a cada divisió.

Aquests grups TWINPANS presenten semblança amb les zones de macrofòssils identificades en el psimpoll i amb la distinció de fàcies sedimentàries (fig. 3.6). El grup A correspon aproximadament al grup MA-4, tot i que la mostra més profunda d'aquesta zona no es troba inclosa en aquest grup. El grup B correspon a MA-3 més una mostra de MA-2 i MA-4. Això suggereix l'existència de transicions entre les zones de macrofòssils. A diferència de la zonació, l'anàlisi TWINSPANS no es veu limitat per l'estratigrafia, i això permet senyalar semblances entre mostres que no són estratigràficament adjacents (Grimm et al.

2011). El grup C consisteix bàsicament en mostres de MA-2 més la mostra més inferior de MA-3 suggerint una transició ràpida. Finalment el grup D comprèn les mostres de MA-1 més tres mostres de MA-2, suggerint una transició gradual entre aquestes dues zones.

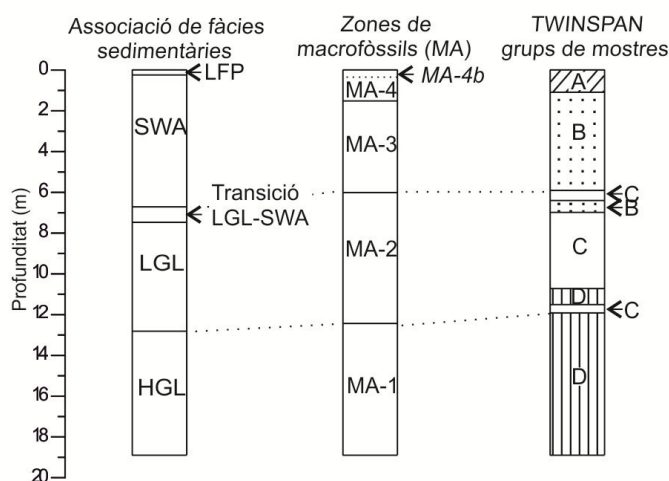


Figura 3.6. Correspondència entre les associacions de fàcies, les zones microfòssils i els grups identificats en el TWINSpan. HGL = Associació de fàcies amb gran gradient, LGL = Associació de fàcies amb baix gradient, SWA = fàcies de torbera, LFP = fàcies de llac amb baix gradient i catifes de torba flotant

### 3.2.4. Història paleoecològica del llac Raraku durant els últims 34000 anys basats en les dades de microfòssils

Les dades de microfòssils estan estretament correlacionades amb els paràmetres geoquímics i sedimentaris, i aporten informació rellevant per la reconstrucció de l'evolució i la paleoecologia del llac. Els canvis de microfòssils observats en les mostres són probablement resultats de la interacció de: 1) processos de la conca i ontogènia del llac; (2) canvis climàtics; i (3) activitats humanes en l'últim mil·lenni. S'han distingit cinc estadis ambientals en els darrers 34000 anys a partir de les dades de macrorestes:

*Fase 1 (>34 a 14,6 cal ka BP).* Les nombroses macrorestes d'origen principalment terrestre observades en aquesta fase suggereixen una abundant entrada de material terrestre fins el centre del llac, probablement facilitada per marges amb pendents pronunciades (llac de gran gradient -HGL). L'absència d'organismes aquàtics en el registre suggereix una productivitat primària baixa. Aquesta absència podria ser explicada per la limitada colonització d'aquests organismes per una gran torbolesa. La relació C/N propera o major a 20, típica de plantes terrestres, també dona suport a una gran entrada de material orgànic d'origen terrestre (Meyers 1994; Kaushal i Binford 1999; O'Reilly et al. 2005). Estudis previs han indicat grans entrades de terrígens per escorrentia, baixes taxes d'evaporació, un alt balanç d'aigua, i condicions fredes per aquest període (Azizi i Flenley 2008; Sáez et al. 2009), que correspon al final de l'últim Glacial.

*Fase 2 (de 14,6 a 8,7 cal ka BP).* El progressiu rebliment sedimentari va portar a l'establiment de pendents menys pronunciades (llac de baix gradient), amb el desenvolupament d'una franja de vegetació litoral. L'augment del registre de ciperàcies podria indicar el creixement d'aquestes comunitats litorals, que possiblement va contribuir a impedir l'entrada de material terrigen. La disminució d'aquest en el registre també pot estar relacionada amb augments de la coberta vegetal i l'estabilització del paisatge. Els augments de restes de cladòcers, carboni i nitrogen total, i matèria orgànica indica el desenvolupament d'un sistema lacustre més productiu o aigües més quietes. No obstant, la relació C/N suggereix un origen principalment terrestre de la matèria orgànica del sediment, possiblement derivat del rentat dels sòls desenvolupats a la conca i erosió dels sediments marginals del llac. La solanàcia-1 pot ser un important component de la vegetació dels marges. La tendència a un llac més productiu amb l'edat és un dels primers senyals d'ontogènia del llac en climes càlids (Kling 2000). Les condicions més càlides durant la desglaciació van portar un augment de l'evaporació sobre la precipitació (E/P) i a una caiguda del nivell del llac. Això va portar una gran deposició detrítica a l'inici de l'estadi per erosió dels sediment litorals exposats (Sáez et al. 2009).

*Fase 3 (de 8,7 a 5,5 cal ka BP).* El sediment d'aquesta fase està format per nombrosos fragments vegetatius grans, principalment de ciperàcies, el que suggereix una successió ecològica fins a transformar-se en un ambient d'aiguamolls (pantanós) o torbera. La tendència d'estadis lacustres d'alt gradients fins a la formacions de torberes és comuna en petits llacs tancats en molts contextos climàtics quan els processos sedimentaris resulten en un complet reblliment de la conca del llac (Sáez i Cabrera 2002; Cohen 2003). Les restes de fauna invertebrada observada en els sediments estan probablement lligats al desenvolupament de la vegetació de la torbera. Entre aquesta fauna hi destaquen àcars del grup dels oribàtids, un grup de coleòpters fitòfags, els curculionidae (Molytinae - Cossoninae cf.), entre d'altres. La transició de condicions lacustres (zona MA-2) a torbera (MA-3) coincideix amb una gran abundància de restes de falgueres, IBB-65, llavors de solanàcies, IBB-72 i llavors de ciperàcies. Aquest pic de macrorestes pot ser causat per un augment de l'entrada de material al·lòcton de la conca, o per un desenvolupament de la vegetació litoral, principalment formada per falgueres i *Scirpus*, probablement com a resultat d'un augment del nitrogen total. L'acumulació de la matèria orgànica en condicions de pantà o torbera, i la colonització de la vegetació consumeix grans quantitats d'oxigen i nitrogen durant la seva degradació i pot portar a condicions de més anòxia. Els alts valors de  $\delta^{15}\text{N}$  mesurats durant aquest estadi recolzen aquesta hipòtesis.

*Fase 4 (de 5,5 a  $\approx$  0,8 cal ka BP).* Tot i que el sediment continua dominat per grans fragments de ciperàcies suggerint la prolongada presència d'una torbera, s'observen canvis en la composició de microfòssils del sediments possiblement per canvis en les característiques de la torbera. Les llavors de *Scirpus* (IBB-62) esdevenen clarament dominants sobre altres ciperàcies com *Cyperus* (IBB-60), que disminueix. També desapareix del registre la *Dianella* (IBB-111) i s'observen menys restes d'animals. Aquest estadi és interromput per un hiat sedimentari entre 4,5 i c. 0,8 cal ka BP, possiblement relacionat amb condicions seques (Sáez et al. 2009) i que ha estat identificat en altres testimonis del llac (Mann et al. 2008).

*Fase 5 ( $\approx$ 0,8 cal ka BP fins el present).* Al voltant del 0,8 cal ka BP el registre de condicions de pantà-torbera retornen amb una composició de microfòssils similar a l'estadi anterior, amb l'addició de noves restes biològiques i carbons, coincidint també amb un augment del nitrogen enregistrat (fig. 3.2). Al voltant dels 0,5 cal ka BP un canvi en el sediment indica l'augment del nivell del llac i l'establiment d'un llac de baix gradient (amb catifes de torba flotant), suggerint un període més humit. També s'observen noves restes, així com un pic de carbons en aquest període (fig. 3.2). Aquests canvis poden estar associats, en part, amb la presència humana al voltant del llac. La presència de fragments de carbons suggereix major incidència de focs i sovint s'associa a les activitats humanes. Estudis anteriors han observat partícules de carbó microscòpiques als testimonis de Raraku a aquest nivell (Flenley et al. 1991; Mann et al. 2008) i interpretades com a resultat de la desforestació de l'illa. Malauradament el marc cronològic d'aquesta part del testimoni del llac Raraku no és consistent, i no podem dir res de nou sobre les dates de l'assumida pertorbació per activitats humanes.

### 3.3. Estudi pol·línic (període 34-4,5 ka BP).

S'ha analitzat el contingut en grans de pol·len i espores del testimoni RAR 03/07, englobant el període 34-4,5 cal ka BP. Els darrers mil·lennis s'han estudiat a nivell pol·línic en un altre testimoni (RAR 08), que presenta un marc cronològic millor per aquest període.

#### 3.3.1. Zonació de pol·len

El registre pol·línic del testimoni RAR 03/07 del llac Raraku mostra canvis significatius entre els 34-4,5 cal ka BP (fig. 3.7 i 3.8). La major part del registre està dominat per pol·len arbore i arbustiu, excepte entre el 1,5-6 m de profunditat on *Dianella* domina. El tipus pol·línic més observat és el gra de pol·len de palmera, juntament amb *Sophora*, *Triumfetta*, poàcies i asteràcies. Per sota dels 13 m de profunditat, el registre palinològic és més divers i presenta diferents pics en la taxa d'acumulació absoluta de pol·len. Alguns d'aquests pics, que s'observen en tots els tàxons, poden estar relacionats amb esdeveniments

d'avingudes descrits prèviament per Sáez et al. (2009). Als 13-13,45 m s'observa un gran pic de la taxa d'acumulació de pol·len, coincidint amb capes de gra gruixut i interpretades com a possibles episodis de gran erosió dels marges del llac després d'una caiguda del nivell del llac (Sáez et al. 2009). Tanmateix el pic observat en les dades de pol·len pot ser causat, en part, per canvis en la taxa de sedimentació a aquesta profunditat.

S'han distingit set zones estadísticament significatives entre els 34 i el 4,5 cal ka BP (fig. 3.7 i 3.8):

**Zona RAK-1 (19-18 m de profunditat; 34-31,98 cal ka BP).** Aquesta zona està dominada per pol·len arbori i arbusti. Està caracteritzada per percentatges de pol·len de palmera d'entre el 40-60% de la suma pol·línica, acompanyats principalment per poàcies (10—20%), asteràcies, *Triumfetta* i *Sophora*. El tipus Moraceae/*Trema* i cf. *Sapindus* són relativament abundants, mentre que només s'observen algunes mirtàcies i apiàcies. Aquesta zona també presenta una elevada diversitat de falgueres però en baixes proporcions. Les més abundants són les tipus-*Pteris*, espores triletes foveolades i espores triletes escabrades. S'observen poques ciperàcies.

**Zona RAK-2 (18-13,45 m; 31,98-16,95 cal ka BP).** La zona RAK-2 és similar a l'anterior, però amb una major abundància de pol·len de plantes herbàcies, principalment gramínies. També augmenta lleugerament el registre de *Sophora* i asteràcies. Contràriament, el registre de palmeres i *Triumfetta* disminueix lleugerament i *Coprosma* pràcticament desapareix, sent només observada en algunes mostres amb poca abundància. El tipus-Moraceae/*Trema* i les apiàcies continuen presents esporàdicament. Les ciperàcies i les falgueres es mantenen amb abundàncies baixes, si bé s'observa un augment de falgueres triletes foveolades i monolets aerolats. Les espores triletes equinades només s'observen en aquesta zona (entre els 14,5-16 m).

**Zona RAK-3 (13,45-8,2 m; 16,95-10,8 cal ka BP).** Es caracteritza per un marcat augment de la proporció de pol·len de palmeres (fins a valors de 70-80%) i *Triumfetta*, en detriment de les de *Sophora*, poàcies i asteràcies. A més, alguns tipus pol·línics (tipus-Moraceae/*Trema*, *Sapindus*) i nombrosos tipus d'espores de falgueres (excepte tipus-*Pteris* i monolets) desapareixen del registre. Els triletes foveolats i monolets escabrats i equinats només s'observen a la part inferior de la zona. En general la zona RAK-3 presenta baixos valors de grans de pol·len i en algunes mostres no es va poder arribar al número mínim de 200 grans comptats. S'observen petits canvis al llarg de la zona, com una disminució de les asteràcies i un augment considerable de les ciperàcies a partir del 11 m, o una secció amb menor presència de poàcies i augment de *Sophora* entre 11,5 i 10,2 m. Una altra característica de la zona és la presència de gran abundància de microrestes algals, possiblement cf. *Tetraedrum*.

**Zona RAK-4 (8,2-6 m; 10,8-8,6 cal ka BP).** En aquesta zona continua el gran domini de pol·len de palmeres (80-90%) amb un remarcable descens de la presència de *Triumfetta*, poàcies i asteràcies. Aquestes últimes desapareixen a la meitat superior de la zona. En canvi, les ciperàcies i les espores de falgueres (principalment monolets escabrats i psilats) augmenten notablement, tot i que el tipus *Pteris* desapareix. A la meitat superior de la zona es registra, per primer cop, pol·len de *Dianella* sp.

**Zona RAK-5 (6-4,8 m; 8,6-7,8 cal ka BP).** La zona RAK-5 correspon a un petit interval amb un gran augment de pol·len de *Dianella* sp., juntament amb espores de falgueres (principalment monolets aerolats, psilats i escabrats). Aquestes espores de falgueres mostren un gran pic d'abundància al final de la zona. En canvi, disminueix la proporció de grans de pol·len de palmeres i *Triumfetta*. Les ciperàcies són abundants, tot i que experimenten una petita tendència a disminuir.

**Zona RAK-6 (4,8-1,7 m; 7,8-5,6 cal ka BP).** Aquesta zona es caracteritza per la dominància de pol·len de *Dianella*, tot i que a partir dels 3,5 m s'observa una tendència decreixent. Les falgueres experimenten una sobtada disminució i quasi desapareixen del registre. En canvi el pol·len de ciperàcies augmenta gradualment, sobretot a partir del 3,5 m de profunditat. La part superior de la zona també es distingeix per l'augment de poàcies i l'aparició de *Canavalia* i *Polygonum*. Les palmeres augmenten i presenten valors intermedis mentre que *Sophora* i *Triumfetta* presenten valors baixos.





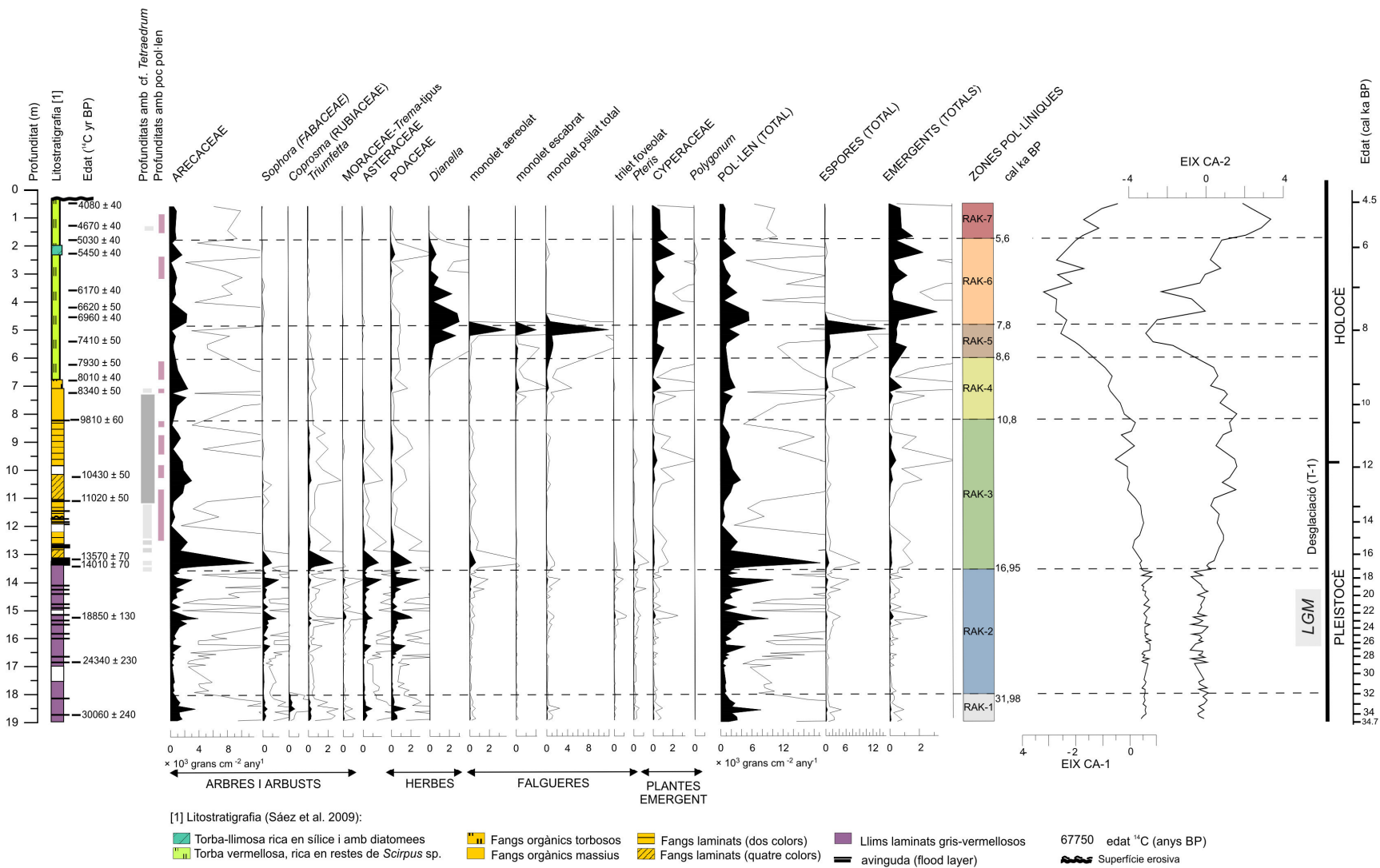


Figura 3.8. Diagrama de la taxa d'acumulació de pol·len de determinats tàxons observats en la successió de Rano Raraku i els primers dos eixos de l'anàlisi CA representats estratigràficament. A l'esquerra s'indica la litostratigrafia i les edats radiocarbòniques, i a la dreta les edats calibrades. S'indiquen les profunditats amb presència de cf. *Tetraedrum* (en gris; gris fosc indica gran abundància), i les profunditats amb escàs pol·len (en morat).

**Zona RAK-7 (1,7-0,4 m; 5,6- 4,5 cal ka BP).** En aquesta zona es produeix un fort augment de pol·len de palmeres (tornant a valors de 80%) i ciperàcies coincidint amb la desaparició del registre de *Dianella* sp.. Les asteràcies i *Triumfetta* augmenten també lleugerament, mentre que les poàcies disminueixen. A la part superior de la zona s'observa un augment de *Sophora*, *Canavalia*, *Polygonum* i espores monoletes, juntament amb disminució de ciperàcies.

### 3.3.2. Anàlisis multivariants (CA, CCA)

Els resultats de l'anàlisi de correspondències de les dades de pol·len es presenten a la figura 3.8 i 3.9. L'anàlisi mostra canvis significatius en les dades de pol·len, el més marcats dels quals es troben al voltant dels 8 m de profunditat (fig. 3.8). En el gràfic definit pels dos primers eixos (48,44% de la variància total) es poden reconèixer aproximadament les zones pol·líniques identificades, excepte les zones RAK-1 i RAK-2 que s'observen agrupades (fig. 3.9). L'eix 1 separa les mostres caracteritzades per tàxons principalment de caràcter arbustiu, com *Sophora*, tipus-Moraceae/*Trema* i *Coprosma*, entre d'altres, situades en els valors positius de l'eix, de mostres caracteritzades per abundants tàxons herbacis, com *Dianella*, ciperàcies, *Polygonum*, *Solanum* o falgueres als valors negatius. Així, aquest eix sembla relacionar-se amb un gradient ambiental de condicions forestals a condicions de vegetació herbàcia més oberta. D'altra banda, en l'eix dos s'observa sobretot dispersió entre les mostres situades per sobre dels 8 m de profunditat. En aquest sentit, l'eix contrasta mostres amb *Dianella* i espores de falgueres (tipus monolets) a l'extrem negatiu, de mostres amb *Polygonum*, ciperàcies i *Canavalia* a l'extrem positiu. La interpretació d'aquest eix no és tant clara. *Polygonum* i ciperàcies són plantes que actualment caracteritzen el marge del llac, i podrien indicar condicions de llac amb catifes de torba al voltant o flotants com en l'actualitat. Per la seva banda, la *Dianella* i les falgueres són en general plantes terrestres i podrien indicar condicions de torbera sense aigua lliure present.

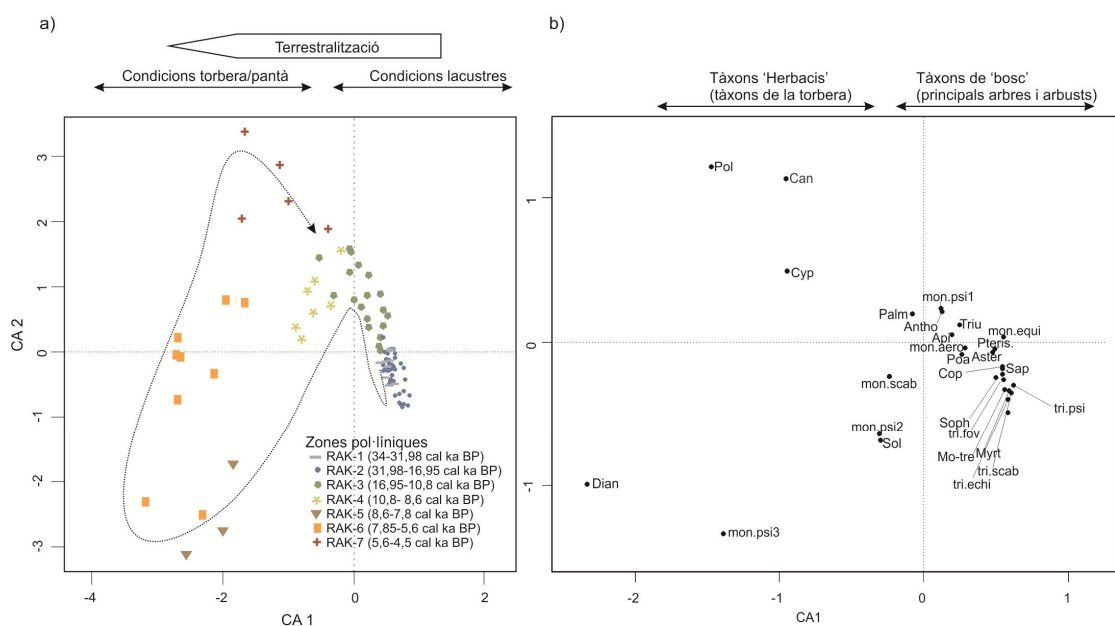


Figura 3.9. Anàlisi CA a) Gràfic de la distribució de les mostres en l'espai definit pels dos primers eixos de l'anàlisi CA. S'indiquen les zones pol·líniques. La fletxa mostra la principal direcció de la dinàmica al llarg del temps. b) Gràfic mostrant els principals tàxons en l'espai definit pels dos primers eixos: *Polygonum* (Pol), *Canavalia* (Can), Cyperaceae (Cyp), *Dianella* (Dian), Arecaceae (Palm), Monolet-psilat-1 (mon.psi1), cf. Anthocerotaceae (Antho), *Triumfetta* (Triu), Monolet equinat (mon.equ), tipus-*Pteris* (Pteris), Poaceae (Poa), Apiaceae (Api), Monolet aereolat (mon.aero), Asteraceae (Aster), *Coprosma* (Cop), cf. *Sapindus* (Sap), *Sophora* (Soph), Trilet foveolat (tri.fov), Trilet psilat (tri.psi), Myrtaceae (Myrt), Trilet escabrat (tri.scab), Trilet equinat (tri.echi), tipus-Moraceae/*Trema* (Mo-tre), Monolet psilat-2 (mon.psi2), monolet psilat-3 (mon.psi3), *Solanum* (Sol).

L'anàlisi canònic de correspondències mostra notables correlacions entre el contingut pol·línic i els paràmetres geoquímics i sedimentològics (fig. 3.10). Les zones pol·líniques RAK-1 i RAK-2 estan estretament lligades a alts valors de  $\delta^{13}\text{C}$ , Si, S, ms, Fe, i fàcies HGL. En canvi, RAK-3 i RAK-4 estan relacionades amb fàcies LGL i valors alts de TN. Les zones RAK-5 i RAK-6 es correlacionen amb fàcies SWA i alts valors de  $\delta^{15}\text{N}$ . Finalment les mostres superiors, la zona RAK-7, estan associades a alts valors de TC i TN.

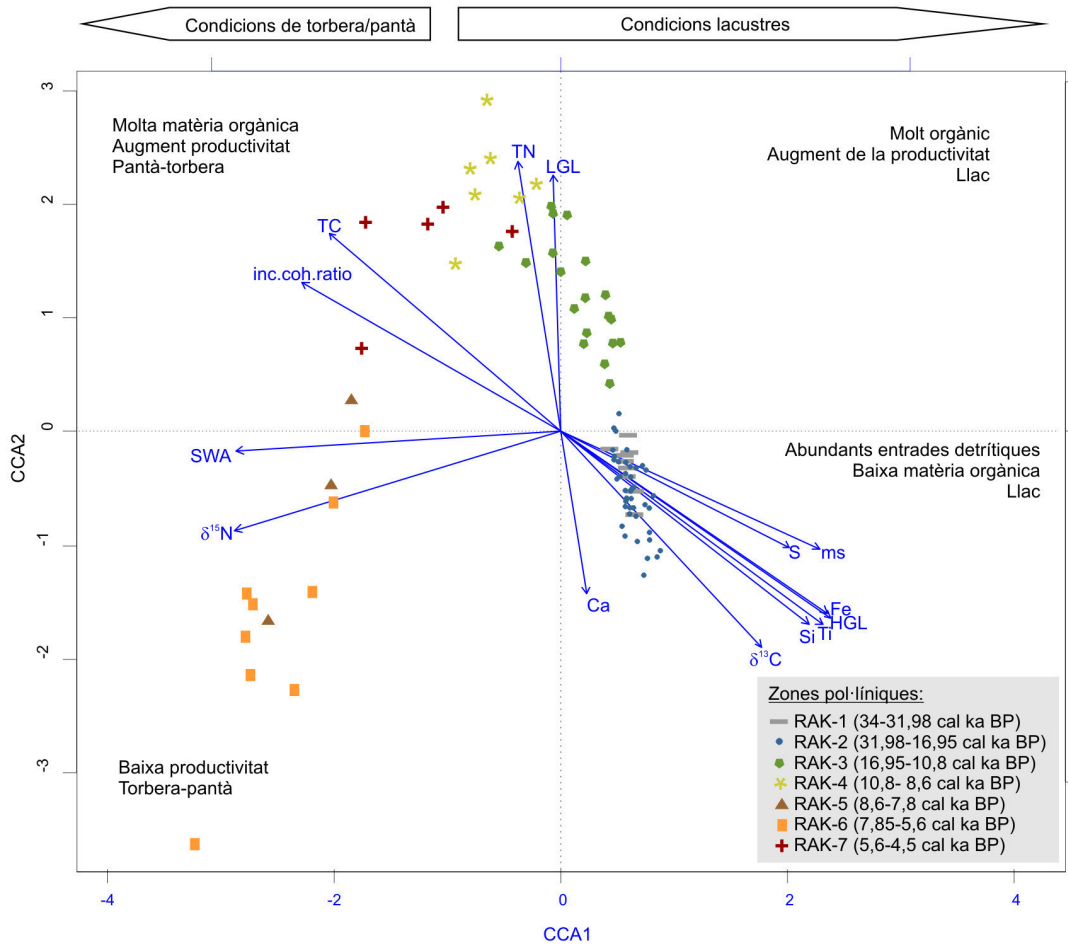


Figura 3.10. Anàlisi CCA de les dades de pol·len amb les dades sedimentàries i geoquímiques. S'indiquen les zones pol·líniques descrites prèviament. TN (nitrogen total), TC (carboni total), Inc.coh.ratio (ràtio incoherència/coherència raig-X), ms (susceptibilitat magnètica),  $\delta^{15}\text{N}$  (isòtop nitrogen 15),  $\delta^{13}\text{C}$  (isòtop carboni 13), HGL (Associació de fàcies de llac d'alt-gradient), LGL (Associació de fàcies de llac de baix-gradient), SWA (Fàcies de torbera).

### 3.3.3. Taxa de canvi de vegetació

S'ha calculat també la taxa de canvi de vegetació a partir de les dades de pol·len (fig. 3.11). S'observen valors elevats durant la primera meitat de l'Holocè (de 9,5 a 4,5 cal ka BP), amb un interval entre els 9-7 cal ka BP amb els valors més alts. Un altre període amb valors relativament alts s'observa entre el 13-11 cal ka BP. No obstant, aquest coincideix amb una secció del testimoni amb baixos comptatges de pol·len, de manera que aquesta tendència cal considerar-la amb precaució. Altres mesures de dissimilaritat com la distància de la corda, etc. mostraven resultats semblants als observats amb la distància euclídea. Per tal de comparar els canvis amb els que van tenir lloc durant l'últim mil·lenni, també s'ha calculat la taxa de canvi per les dades del testimoni RAR 08 englobant els darrers 3,7 cal ka BP (dades presentades a

l'apartat següent 3.4.). S'observen alts valors de canvi durant els darrers 700 anys BP, i particularment en els últims segles.

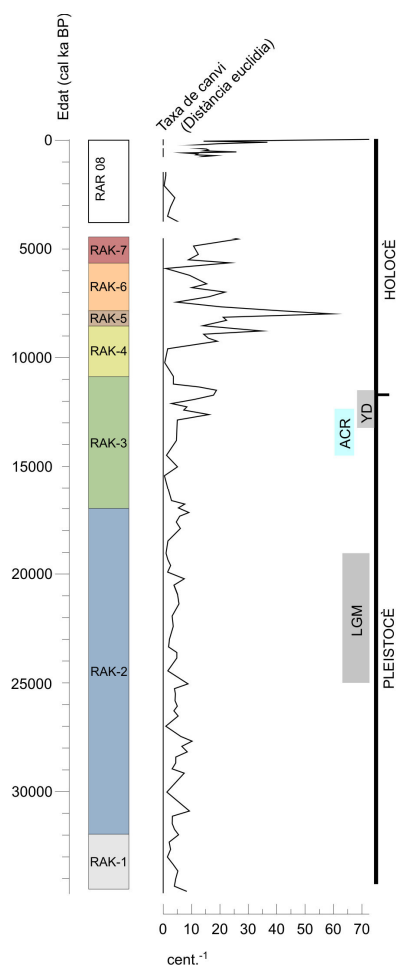


Figura 3.11. Taxa de canvi de contingut de pol·len entre les mostres. Dades dels 34-4,5 cal ka BP del testimoni RAR 03/07; darrers 3,7 cal ka del testimoni RAR 08 (vegeu apartat 3.4). Els espais en blanc corresponen als *hiatus* sedimentaris. Noteu el valors màxims durant la primera meitat de l'Holocè i els darrers mil·lennis. LGM (*last glacial maximum* – últim màxim glacial); ACR (*Antarctic Cold Reversal* – Revers fred de l'Antàctic); YD (*Younger Dryas*)

### 3.4. Estudi multi-indicador dels últims 3,7 ka cal BP

L'estudi dels darrers mil·lennis s'ha realitzat en una secció del testimoni sedimentari RAR 08.

#### 3.4.1. Anàlisi sedimentològic, geoquímic i cronostatigràfic dels sediments

Segons el model profunditat-edat realitzat, la secció estudiada comença el c. 1790 BC (≈2570 - ≈1270 BC al 95% interval d'incertesa) i presenta dos hiatus sedimentaris entre c. AD 500-AD 1165 i de c. AD 1570- c. AD 1720 (fig. 3.12).

Aquest interval estratigràfic de 26 cm de gruix està format per sediments torbosos. S'han identificat dues fàcies sedimentàries: dels 26-19,5 cm (c. 1790 BC – AD 500) el sediment està format per torba massiva marró-vermellosa i torba-llimosa bandejada amb nombrosos macrorestes de ciperàcies, i s'ha interpretat com a deposició en fase de torbera. Per sobre (19,5-0 cm) els sediments estan formats per torba-llimosa rica en silicats, interpretada com a dipositada en un llac poc profund amb catifes de torba flotants. Representen aproximadament els últims 800 anys.

S'observen petits canvis en densitat, susceptibilitat magnètica, C/N, TC,  $\delta^{13}\text{C}$  i TN al llarg de la successió (fig. 3.13). La susceptibilitat magnètica presenta un pic a la base del registre. Després d'un increment inicial fins a 24 cm, el TC i C/N tendeixen a decreixer fins els 17 cm. En canvi, la densitat, el  $\delta^{13}\text{C}$  i el TN

romanen constant fins aquesta profunditat. De 17 a 10 cm, TC, TN, C/N,  $\delta^{13}\text{C}$  i ms es mantenen força constants, excepte per un pic en susceptibilitat magnètica al voltant de 16 cm, coincidint amb una disminució de TC, C/N i de densitat. Dels 10-6 cm s'observa una marcada reducció de la densitat, el TC, el TN i el  $\delta^{13}\text{C}$ . El C/N presenta un pic a 8 cm coincidint amb una caiguda de TN. A partir dels 6 centímetres cap amunt, els valors són força constants amb petites fluctuacions.

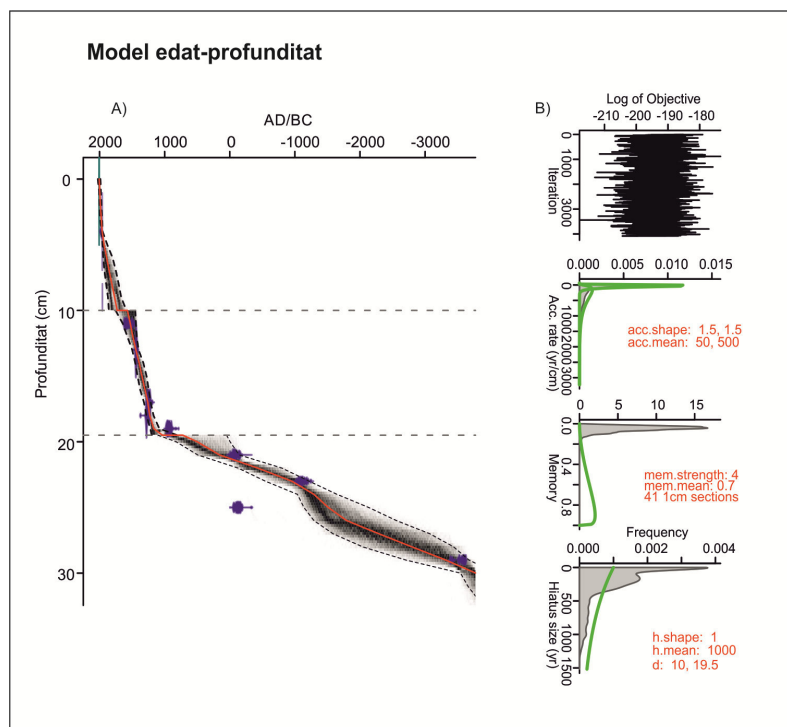


Figura 3.12 Model profunditat-edat per l'interval d'estudi del testimoni RAR08 desenvolupat amb el programa Bacon, A) Model edat-profunditat (edats calibrades). La línia vermella mostra el millor model; en gris les incerteses cronològiques. L'edat als 25 cm de profunditat apareix massa jove en comparació amb les dades del model; aquesta mostra pot haver estat contaminada pel creixement d'arrels de plantes a la torbera. B) De dalt a baix: (1) després de 4000 iteracions acumulades mostra un MCMC estable; (2) informació prèvia (corbes en verd) i posteriors estimacions (histogrames en gris) de la taxa d'acumulació (3), índex variabilitat/memòria de la taxa d'acumulació, i (4) mides dels hiatus. MCMC (mètode de cadena de Markov-Monte Carlo)

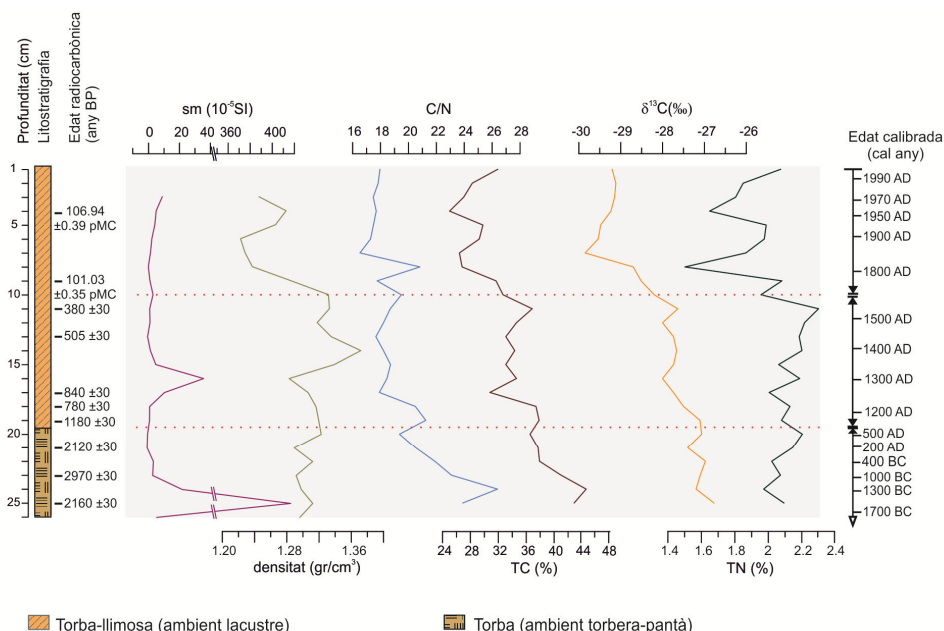


Figura 3.13. Paràmetres físics i geoquímics del testimoni RAR 08. A l'esquerra s'indica la litostratigrafia i les datacions radiocarbòniques. La correspondència de les edats calibrades segons el model edat-profunditat s'indiquen a la dreta. Les línies de punts horitzontals marquen les profunditats on es troben les discontinuïtats sedimentàries (*hiatus*).

### 3.4.2. Anàlisi de pol·len

La figura 3.14 mostra els resultats de l'anàlisi de pol·len (en percentatge) i carbons (en taxa d'acumulació). S'han identificat dues zones estadísticament significatives, destacant un canvi observat al voltant dels 18,5 cm de profunditat. Aquest canvi representa el reemplaçament de la dominància de pol·len arbore i arbustiu (principalment de palmera) pel de plantes herbàcies (principalment *Verbena* i gramínies). Altres canvis menors han permès distingir subzones.

La zona **RAP-1 (26-18,5 cm, c. 1790 BC- c. AD 1200)** està caracteritzada per la gran dominància de pol·len d'arbres i arbusts, particularment de palmeres (Arecaceae) juntament amb *Triumfetta* i *Sophora*. Les espores de falgueres i les asteràcies mostren abundàncies baixes o són absents. Es distingeixen dues subzones. La subzona **RAP-1a** (26-22,5 cm; 1790 BC - c. 450 BC) està dominada clarament per pol·len de palmeres (amb valors al voltant del 90%). *Triumfetta*, *Sophora* i algunes asteràcies completen el registre de pol·len arbore i arbustiu d'aquesta subzona. També s'observa una baixa abundància de ciperàcies i altres plantes herbàcies. En la subzona **RAP-1b** (22,5-18,5 cm; c. 450 BC- c. AD 1200) el registre de palmeres disminueix notablement (60-70% de la suma pol·línica) i augmenta la presència de poàcies, *Verbena* i ciperàcies, i lleugerament *Solanum* i monolets psilats. Apareixen els trilets psilats i la taxa d'acumulació de carbons augmenta. La *Triumfetta* i la *Sophora* es mantenen presents mentre que les asteràcies són absents en aquesta subzona.

A la zona **RAP-2 (18,5-0 cm; c. AD 1200 – present)** els valors de pol·len de palmera presenten una segona disminució significativa, i el registre de pol·len de plantes herbàcies es converteix en dominant. També augmenten les espores de falgueres (bàsicament monolets psilats) i el pol·len d'Asteràcies. En aquesta zona també s'observa un augment de la taxa d'acumulació de carbons (*influx*). Es poden distingir tres subzones. La subzona **RAP-2a** (18,5-12,5 cm; c. AD 1200-c. AD 1475) està caracteritzada per la co-dominància de pol·len de *Verbena* i Poaceae, valors d'abundància de pol·len de palmeres de 20-37%, i abundants ciperàcies. El registre de carbons augmenta en aquesta subzona respecte l'anterior. En la subzona **RAP-2b** (12,5-6,5 cm; c. AD 1475-c. AD 1875) el pol·len de palmera disminueix i s'observen els menors percentatges de la successió (<10%), mentre que *Verbena* domina el registre i les poàcies disminueixen lleugerament. El percentatge de ciperàcies també es redueix i s'observen els registres de carbons més elevats. La secció superior de la subzona **RAP-2c** (6,5-0 cm; c. 1875 – fins el present) es caracteritza per un marcat augment de gramínies respecte *Verbena*. En aquesta subzona apareixen nous tipus pol·línics com *Psidium guajava*, *Plantago* sp. i *Eucalyptus* sp.. També és destacable l'absència de *Sophora* i petits increment de palmeres.



### RAR 08: pol·len, espores i carbons

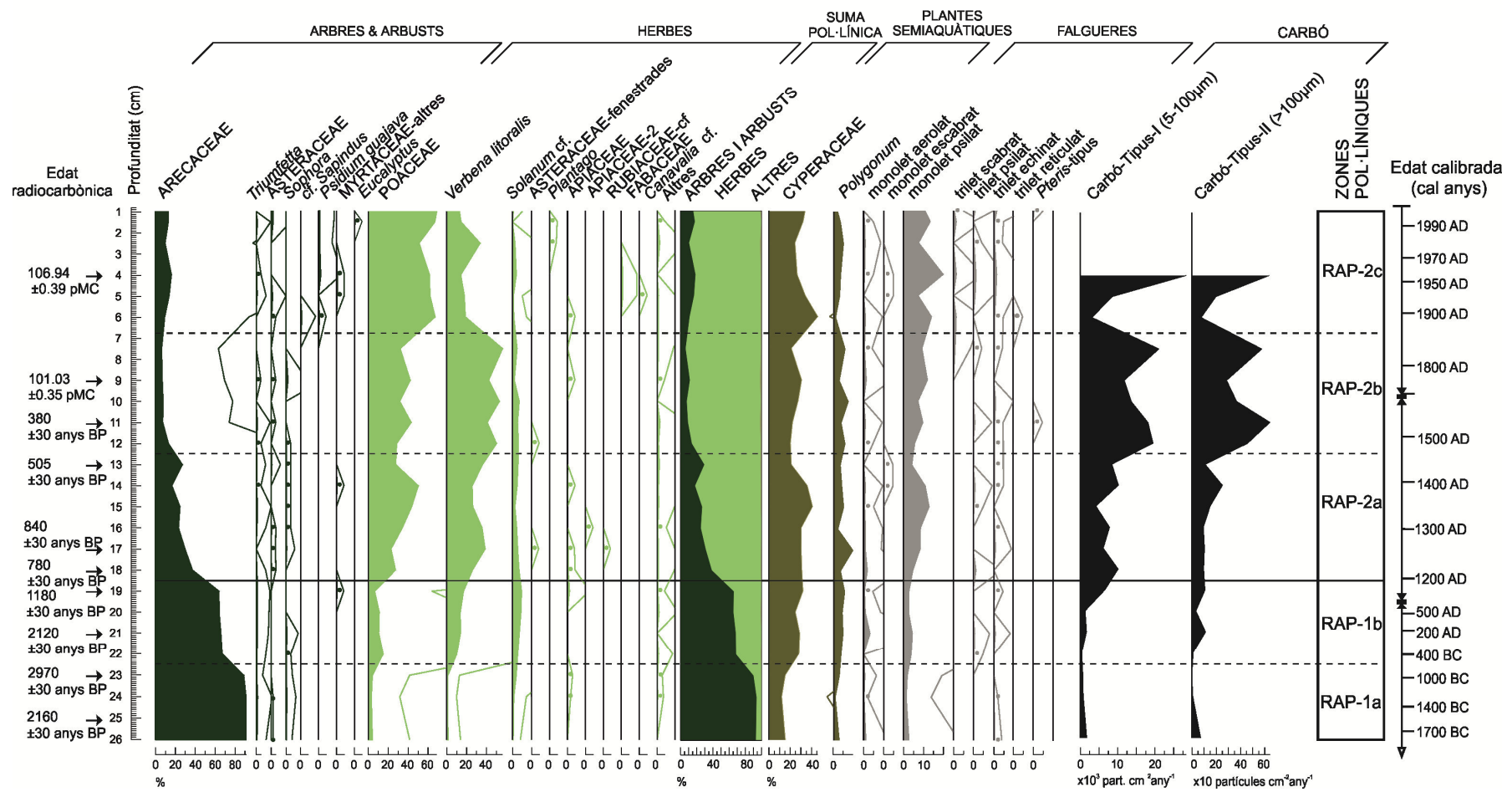


Figura 3.14. Diagrama del resultat del contingut de pol·len (percentatge) i carbons (taxa d'acumulació *-influx*) del testimoni RAR 08. Les línies indiquen exageració per 10. A l'esquerra s'indiquen les datacions AMS <sup>14</sup>C radiocarbòniques. A la dreta s'indiquen les zones pol·líniques identificades, i les edats calibrades segons el model edat-profunditat utilitzat. La categoria *altres* inclou diferents tàxons no identificats que apareixen de manera poc freqüent (una o dues vegades) en el registre.



### 3.4.3. Anàlisi de diatomees

La figura 3.15 mostra els resultats de l'anàlisi de diatomees. Les principals diatomees observades en el registre són *Pseudostaurosira trainorii* E.A. Morales, *Pseudostaurosira neoelliptica* (Witkowski) E.A. Morales i *Pinnularia jocolata* (Manguin) K. Krammer. S'han identificat dues zones estadísticament significatives, separades als 19,5 cm de profunditat, que mostren la substitució de tàxons bentònics per ticoplantònics. Aquest límit coincideix aproximadament amb el de les zones de pol·len prèviament descrites.

La primera zona **RAD-1 (26-19,5 cm; c. 1790 BC - c. AD 500)** està caracteritzada per la dominància de diatomees bentòniques, majoritàriament *Pinnularia jocolata* (Manguin) K. Krammer acompanyades de tàxons bentònics aeròfils com *Eolimna minima* (Grunow) H. Lange-Bertalot, *Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow, *Luticola* sp. aff. *mutica* (Kützing) Mann, *Nitzschia debilis* (Arnott) Grunow, *Pinnularia* sp. aff. *divergentissima*. Per sobre dels 22,5 cm (c. 450 BC) s'observa un augment de la diatomea no aeròfila *P. Jocolata* fins a valors de 80%. La relació frústuls/estomatocist de crisòfits presenta valors baixos.

La zona **RAD-2 (19,5-0 cm; c. AD 1165 fins el present)** es caracteritza per la predominància de diatomees ticoplantòniques i alcalòfiles del grup de la *Fragilaria* s.l., principalment *Pseudostaurosira neoelliptica* (Witkowski) E.A. Morales i *Pseudostaurosira trainorii* E.A. Morales, que reemplacen les diatomees bentòniques de l'anterior zona. Es distingeixen dues subzones. La **subzona RAD-2a** (19,5-10 cm, c. AD 1165 - c. AD 1570) dominada per *P. neoelliptica* i *P. trainorii* (absents prèviament) i amb algunes diatomees bentòniques (amb *Pinnularia jocolata* com la més abundant). La **subzona RAD-2b** (10-0 cm, c. AD 1570 – fins el present) quasi totalment dominada per diatomees ticoplantòniques. Només s'observa una baixa presència de *Pinnularia*. En general s'observa un augment de la relació frústuls de diatomees/estomatocist de crisòfits en la zona RAD-2, amb un pic al voltant dels 16 cm de profunditat i una tendència a augmentar entre els 14 - 4 cm. En els 4 cm superiors aquesta relació disminueix.

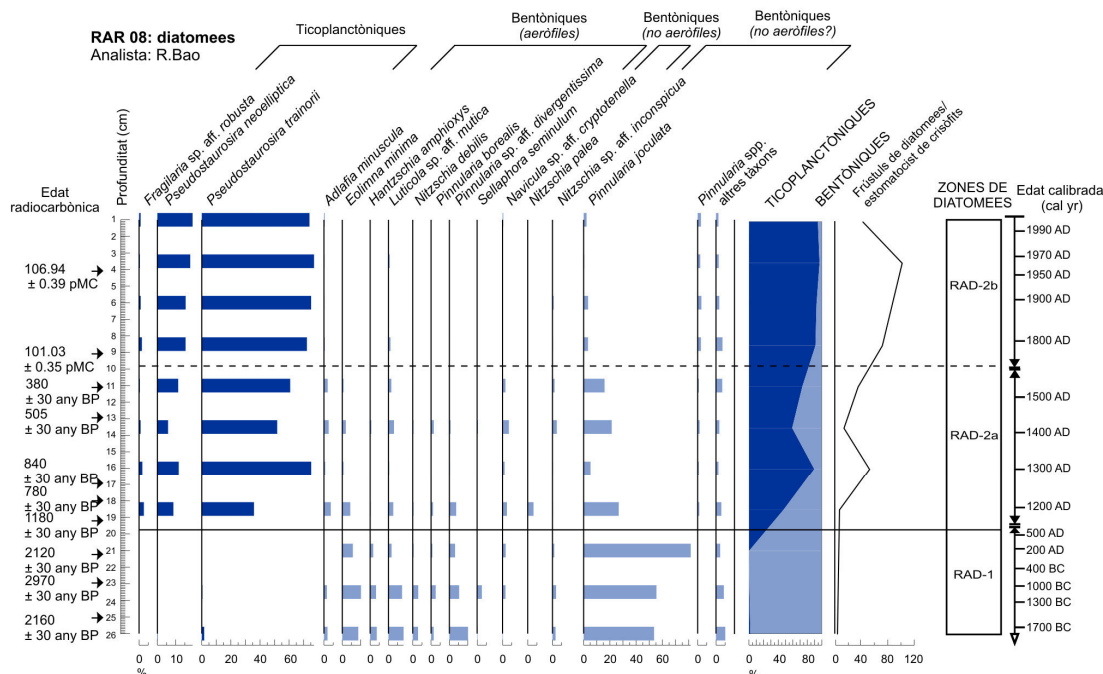


Figura 3.15. Diagrama de diatomees (en percentatge) del testimoni RAR 08. A l'esquerra s'indiquen les datacions AMS  $^{14}\text{C}$  radiocarbòniques. A la dreta s'indiquen les zones de diatomees identificades i les edats calibrades segons el model edat-profunditat utilitzat.

### 3.5. Reconeixement de la presència de *Dianella* sp..

Un resultat destacable de l'estudi ha estat la identificació d'una nova planta nativa a l'illa: *Dianella* sp. S'han observat llavors i pol·len d'aquesta planta (fig. 3.16, 3.17) en els sediments del testimoni RAR 03/07, entre el 7-1,5 m de profunditat, amb una contínua i major presència entre els 6-1,5 m. Inicialment les llavors de *Dianella* sp. van ser anomenades IBB-111. Segons el marc cronològic establert per aquesta successió sedimentària, aquesta secció correspon a l'interval entre 9,4-5,5 cal ka BP. Aquesta planta no ha estat identificada en treballs paleoecològics previs, de manera que representa la primera evidència de la seva presència a l'illa.

A part de *Dianella*, el registre pol·línic d'aquest període (fig. 3.18) es caracteritza per concentracions intermitges de palmeres i ciperàcies, i en general baixa concentració de poàcies. Les espores de falgueres presenten un pic entre els 7-6 m. Els principals macrofòssils trobats en aquest període són abundants llavors de ciperàcies, restes de falgueres, oribàtids i fragments d'insectes (coleòpters, quironòmids, etc.).

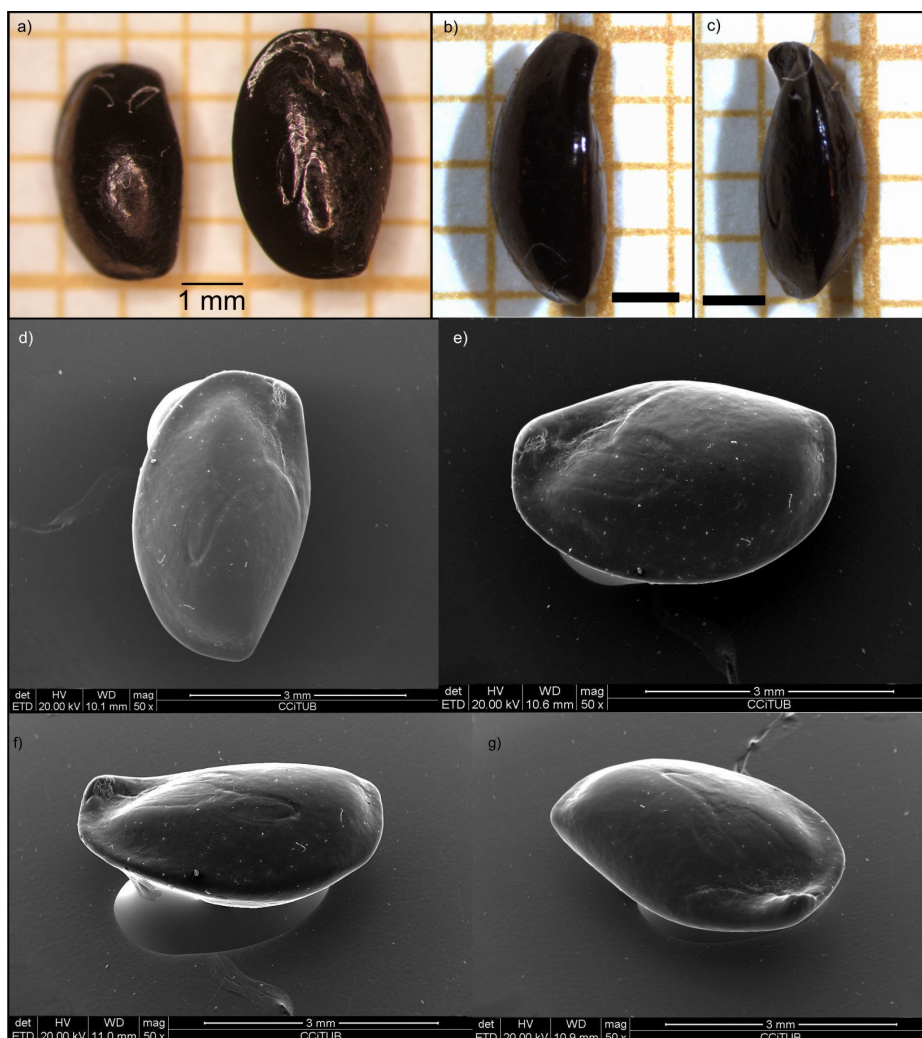


Figura 3.16. Llavors observades en els sediments del llac Raraku i identificades com *Dianella* sp. a-c) en lupa binocular; d-g) en SEM.

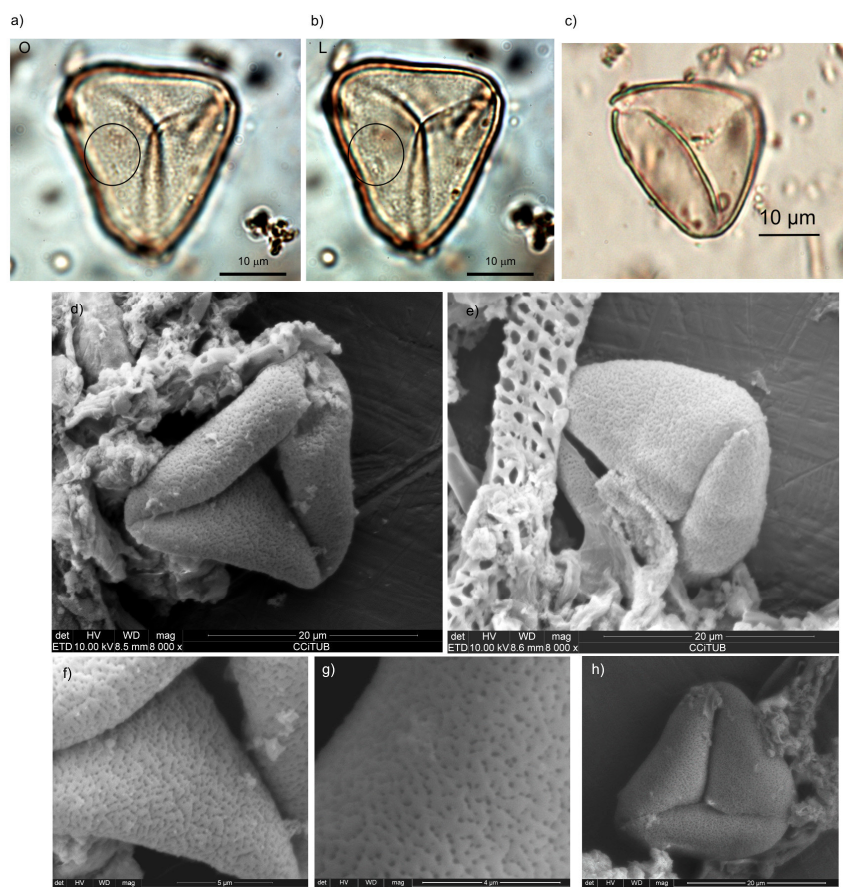


Figura 3.17. Grans de pol·len observats en els sediments del llac Raraku identificats com *Dianella* sp.. a-c) microscopi òptic d-h) SEM

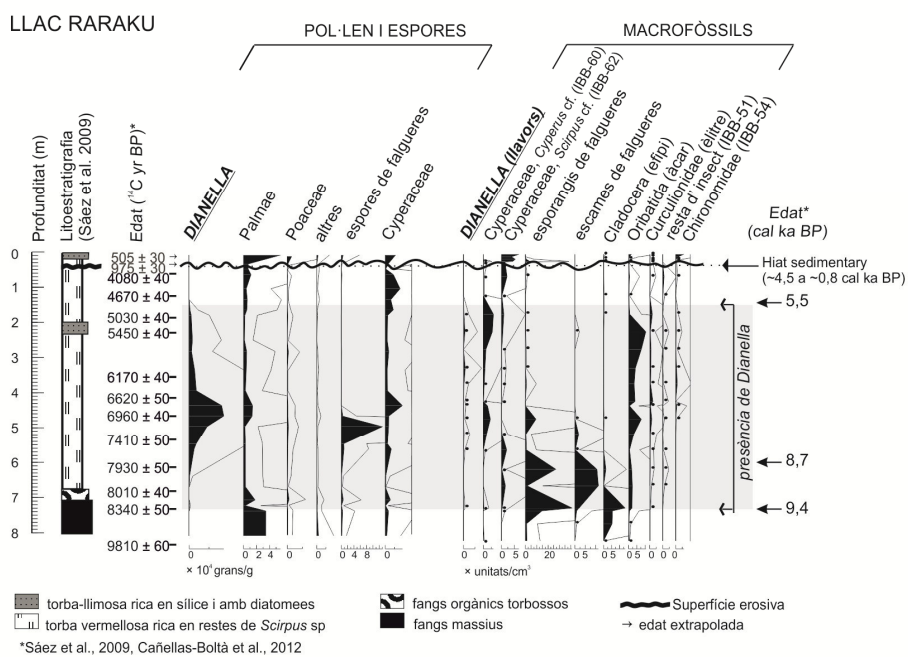


Figura 3.18. Diagrama de la concentració dels principals tipus de pol·len, espores i macrofòssils dels primers 8 metres del testimoni RAR 03 del llac Rano Raraku, mostrant la presència de grans de pol·len i llavors de *Dianella* entre 1,5 i 7 m de profunditat.



## **DISCUSSIÓ**

*Encara no som allà on anem.*  
(Anònim)



## 4. DISCUSSIÓ

### 4.1. El registre de Rano Raraku: aspectes generals. Relació canvis biòtics – canvis abiòtics

L'anàlisi de diversos indicadors (*multiproxy*) del registre sedimentari del llac Raraku realitzada en aquesta tesi doctoral ha permès identificar i caracteritzar els canvis ambientals i avaluar les respostes de la vegetació de forma independent. Aquesta aproximació aporta una nova perspectiva de coneixement de la dinàmica de la vegetació a l'entorn del llac. Els estudis anteriors a l'illa de Pasqua, i concretament al llac Raraku, en general havien inferit les condicions climàtiques regionals a partir dels canvis de vegetació identificats mitjançant l'anàlisi de pol·len. Al mateix temps s'explicaven els canvis de vegetació per canvis climàtics, donant lloc a una certa argumentació circular (p. ex. Flenley et al. 1991; Flenley 1993; Azizi i Flenley 2008; Butler i Flenley 2010). A partir de diferents indicadors ambientals independents (geoquímica elemental, isotopia, diatomees, característiques litològiques, etc.) s'ha obtingut en aquest estudi una visió més completa de l'ambient, corroborant, completant i/o avaluant les inferències paleoambientals realitzades.

La combinació de l'anàlisi de pol·len amb els microfòssils ha permès una millor caracterització de la vegetació. Diversos autors han destacat la valuosa combinació d'ambdós tipus de registres (p.ex. Watts 1978; Birks i Birks 1980, 2000). Per exemple, les macrorestes han contribuït a la identificació d'espècies: han estat essencials en la identificació de la *Dianella* sp. en el registre, o en la distinció entre espècies de ciperàcies, que no sempre és possible mitjançant la morfologia dels grans de pol·len. Atesa la baixa dispersió de les restes macroscòpiques, han ajudat a identificar més acuradament la vegetació litoral i els seus canvis (Birks 1973; Watts 1978; Birks i Birks 1980; Zhao et al. 2006; Dieffenbacher-Krall 2007) que estan molt lligats amb les condicions hídriques i per tant molt influenciats pel clima i la morfologia del llac.

La fragmentació de moltes restes i la falta de material de referència de la zona, molt desconeguda a nivell de biota nativa, han dificultat la identificació de les restes microfòssils. Malgrat que moltes restes no han pogut ser identificades a nivell de gènere o espècie, la seva observació ha aportat informació paleoambiental valuosa. La variació estratigràfica de les macrorestes presenta una gran correspondència amb l'observada en els canvis en fàcies sedimentàries i els paràmetres geoquímics mesurats, suggerint que els patrons de sedimentació tenen molta influència sobre els processos tafonòmics que determinen la presència de macrorestes biològiques en el sediment. Els resultats suggereixen que els principals factors que controlen la composició de microfòssils en el sediment al llac Raraku són: la composició de la vegetació propera (del litoral del llac, o de la pròpia torbera), la intensitat d'escorrentia i el nivell del llac.

Els quatre grups principals de mostres identificats amb el TWINSPAN es poden caracteritzar per determinats tàxons. Per exemple, les mostres de l'Holocè interpretades com a dipòsits en ambient pantanós o torbera, o en aigües poc profundes amb catifes de torbes flotant (grup A i B) estan principalment formades per restes de ciperàcies acompanyades de nombroses parts d'animals, sobretot insectes i àcars, que representen majoritàriament la biota present en la vegetació de torbera. Així, entre les restes zoològiques més freqüents hi trobem: un grup de coleòpters fitòfags, els curculiònids, i àcars del grup dels oribàtids, organismes que viuen majoritàriament en sòls, sent molt comuns en dipòsits de torbera, entre d'altres, i menys freqüents en ambients aquàtics (Erickson et al. 1988). Aquest caràcter molt local dels microfòssils observats en torberes ha estat documentat en molts treballs (ex. Greenwood 1991; Birks 2001). En canvi, durant el període glacial (grup D), les restes microfòssils estan influenciades per grans entrades de terrígens, i estan dominades per restes com molteses, líquens, i uns possibles tricomes de plantes, possiblement portats de fora del llac. L'absència de restes de vegetació ripària (hidròfits i plantes emergents com les ciperàcies) suggereix una baixa presència d'aquesta als marges del llac. Per altra banda, al final del període glacial i en la transició cap a l'Holocè (grup C) l'escorrentia disminueix i amb ella la presència de material terrestre als sediments. Per contra, augmenta les

macrorestes d'organismes aquàtics o de marges palustres de llacs, com per exemple les llavors de ciperàcies. Això suggereix el desenvolupament d'un cinturó litoral de vegetació, el qual podria en part contribuir a la disminució d'entrada de terrígens, a l'hora que influeix en la composició de macrofòssils de les mostres. La identificació de les macrorestes que manquen per identificar ajudaria a millorar les reconstruccions de la vegetació i de l'ambient a l'entorn del llac.

A partir de l'anàlisi TWINSPAN i DISCRIM, s'han identificat diversos macrofòssils lligats a determinades condicions ambientals, que poden representar bons indicadors d'aquestes condicions. A la figura 4.1 s'ha representat les ocurrencies de determinats tàxons dins de cada grup, per mostrar en quin grup és més freqüent, així com els valors dels principals paràmetres geoquímics a cada grup. Els resultats suggereixen que la presència de IBB-65 (tricomeres), líquens i molses (macrofòssils característics del grup D) està associada a indicadors d'erosió i entrada de material terrigen particulat, com són el ms, el Ti, i Fe, sent potencials indicadors d'ambients amb elevada escorrentia i erosió (fig. 4.1). En canvi la presència de solanàcies i cladòcers (característics del grup C) s'ha associat a alts valors de N i C i baixos de Ti, Fe,  $\delta^{13}\text{C}$ , podent ser indicadors de poca erosió, aigües tranquil·les i desenvolupament de vegetació litoral. La presència de llavors de ciperàcies podria indicar l'inici del desenvolupament de la vegetació litoral, mentre que gran abundància de llavors, grans quantitats d'oribàtids, la presència de fragments de coleòpters, i l'observació de *Dianella* (característics del grup B) podrien ser indicadors d'un ambient de torbera i valors alts de  $\delta^{15}\text{N}$ , i per tant condicions anòxiques (Ogawa et al. 2001). En canvi, abundants llavors tipus *Scirpus* (IBB-62), combinat amb *Plumatella*, i quironòmids característics del grup A, poden ser indicadors de condicions de llac somer amb catifes flotants de torba i abundant vegetació litoral. Aquest poder indicador de condicions paleoecològiques de les restes observades convindria ser avaluat i confirmat en posteriors estudis.

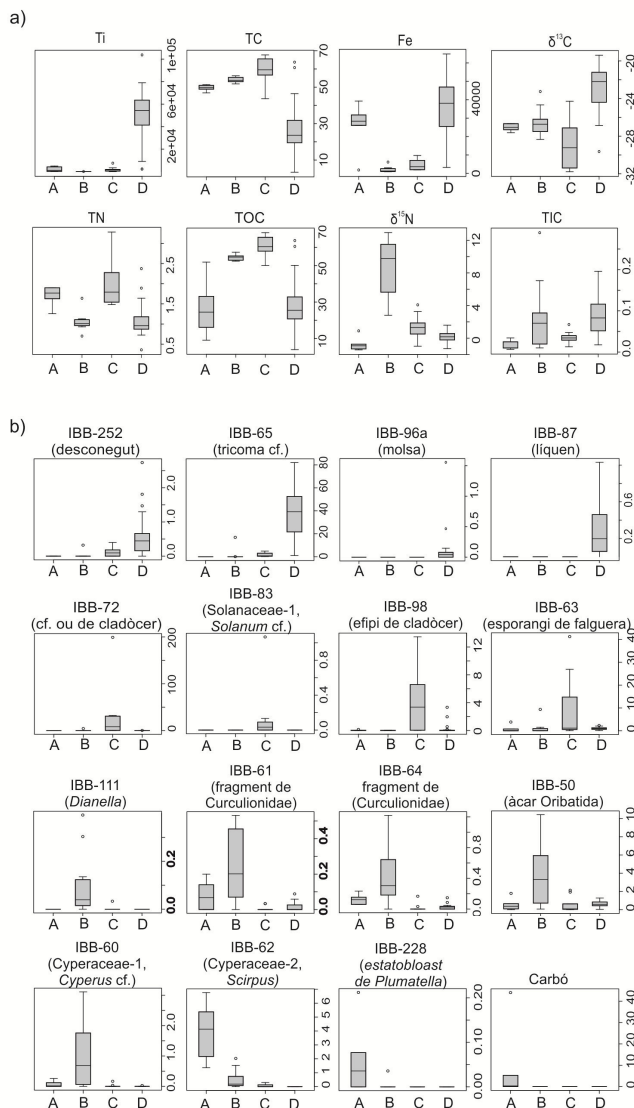


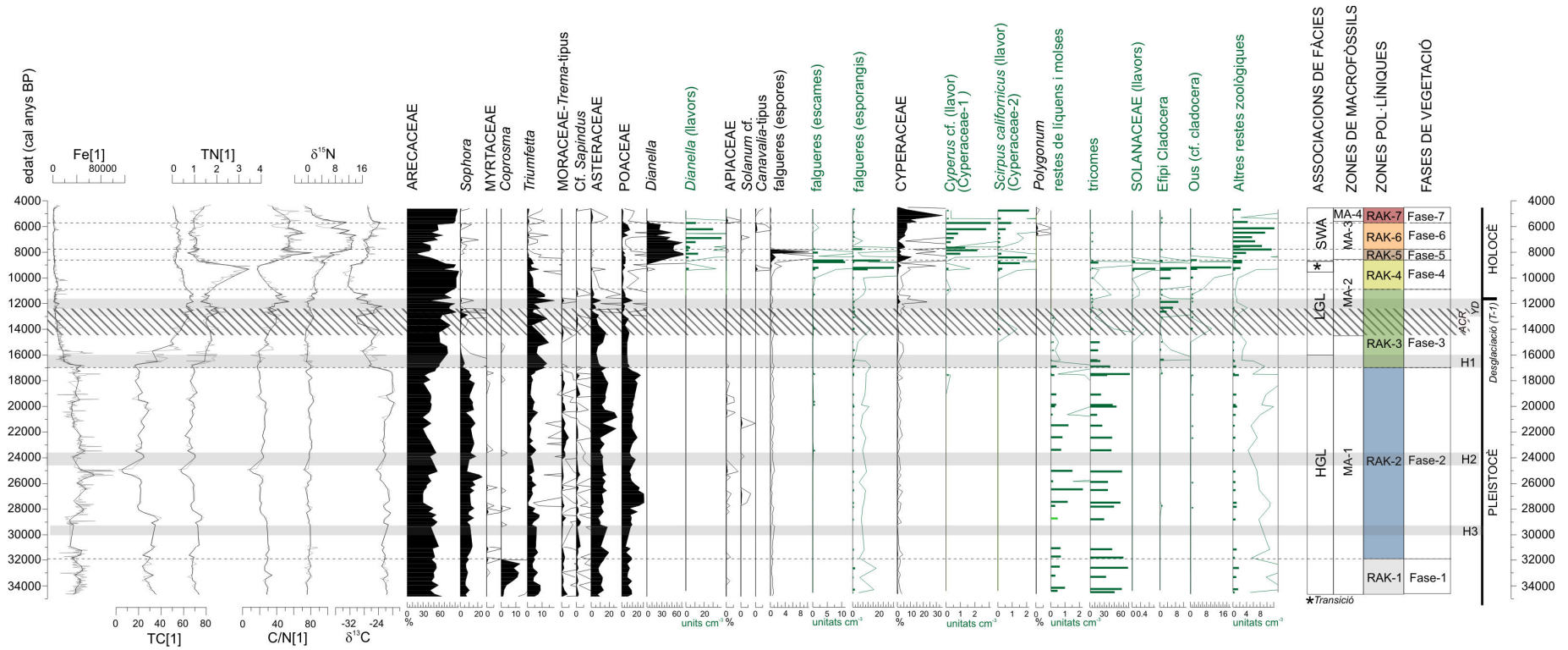
Figura 4.1. Diagrames en caixa (*box-plots*) dels paràmetres geoquímics (a) i dels macrofòssils (b) més significants pel quatre grups determinats amb TWINSPAN. Les caixes mostren la distribució de freqüències entre el quartil inferior i superior. S'indica la mediana. Les línies indiquen el rang màxim i mínim excloent els valors atípics (*outliers*, que s'indiquen amb punts). El nombre de mostres en cada grup és: grup A (n = 6), grup B (n = 12), grup C (n = 10), i grup D (n = 28). Ti (titani), TC (carboni total), Fe (ferro),  $\delta^{13}\text{C}$  (isòtop de carboni 13), TN (nitrogen total), TOC (carboni orgànic total),  $\delta^{15}\text{N}$  (isòtop de nitrogen 15), TIC (carboni inorgànic total).



Els patrons de canvi en les dades pol·líniques també presenten similitud amb les litofàcies i els canvis geoquímics i macrofòssils observats. L'anàlisi de correspondències dels resultats del comptatge pol·línic mostra variacions notables al llarg de la successió. L'eix 1 distingeix les mostres de la part inferior, dominades per tàxons arboris i arbustius, respecte de les de la part superior caracteritzades per tàxons herbàcies, mostrant un gradient ambiental de bosc a vegetació herbàcia. Així la distinció més marcada s'observa entre les mostres de la fase llac (part inferior) de les de la fase d'ambient pantanós-torbera. Aquestes últimes presenten més baixa diversitat i principalment registren plantes herbàcies. Moltes d'aquestes són plantes emergents (com algunes ciperàcies) o usualment lligades a hàbitats humits. Sovint s'observen també en el registre macrofòssil, fet que suggereix el seu creixement local en la vegetació de la torbera. Probablement, els tàxons herbàcies que creixen a la torbera estan sobrerrepresentats durant aquesta fase, com s'ha observat en altres registres (Birks i Birks 1980; Twiddle 2012). En canvi l'ambient lacustre registra en general més diversitat de tàxons pol·línics, principalment arbres i arbust, que en general no són observats en el registre macrofòssil.

L'anàlisi canònic de correspondències (CCA) mostra clares correspondències entre grups de zones pol·líniques i dades geoquímiques i associacions de fàcies. Les zones RAK-1 i RAK-2, corresponents a boscos oberts, estan lligades a fàcies terrígenes dipositades en un llac d'alt gradient topogràfic (HGL). RAK-3 i RAK-4 mostren un bosc amb dominància creixent de palmera i *Triumfetta*, i es correlacionen amb fàcies de llac de baix gradient (LGL) trobant-se caracteritzades per alts valors de TN i TC. Més concretament la zona RAK-3 es correlaciona amb sediments fins marrons laminats amb valors elevats de TC i TN, i tendències creixents de C/N i decreixents per  $\delta^{13}\text{C}$ . En canvi RAK-4 es correspon a sediments de fang massius i la seva transició cap a sediments torbosos i presenta una tendència creixent en TN i  $\delta^{15}\text{N}$ . D'altra banda, RAK-5 i RAK-6, amb domini de pol·len de plantes herbàcies, es corresponen a fàcies de torbera. En contrast, RAK-7 no sembla pròpiament lligat a cap tipus d'ambient concret segons el CCA i podria representar la transició entre ambients de torbera i llac de baix gradient.

Quant a la relació entre els canvis pol·línics i les variacions en macrofòssils, s'observa com les quatre principals zones identificades en l'anàlisi de macrofòssil (MA-) coincideixen aproximadament amb grups de zones pol·líniques (RAK-) (fig. 4.2). A més molts dels límits de les zones pol·líniques coincideixen amb notables canvis en macrofòssils, tot i que no s'hagin distingit en una zona de diferent contingut en macrofòssils. Per exemple, RAK-5 i RAK-6 es correlacionen amb MA-3, amb RAK-5 corresponent a la zona inferior de la macrozona amb peculiaritats com la presència d'espangis i escames de falgueres. De forma similar, RAK-3 i RAK-4 es correlacionen amb la macrozona MA-2, principalment caracteritzada per restes de cladòcers. La part superior d'aquesta MA-2 presenta increments particulars de falgueres i ciperàcies que lliguen amb RAK-4, definida per notables increments de pol·len i espores d'aquests tàxons. A la zona inferior de la seqüència s'observen més diferències: RAK-1 i RAK-2 es correlacionen amb MA-1, sense observar-se peculiaritats clares en contingut de macros entre ambdues zones de pol·len. La part inferior de RAK-3 es correspon amb la secció superior de MA-1, que presenta peculiaritats com una marcada disminució de tricomes, molses i restes d'oribàtids i un increment en restes de cladòcers.



[1] de Sáez et al. 2009

Figura 4.2. Diagrama resum de les principals dades de pol·len (en percentatges), juntament amb els macrofòssils (en barres verdes; dades de concentració) i les dades geoquímiques més característics pel període 34-4,5 cal ka BP. S'indiquen a la dreta els esdeveniments Heinrich (H1-H3), el Younger Dryas (YD), i el revers fred antàrtic (Antarctic cold reversal -ACR-).

## 4.2. Història paleoambiental des del Glacial tardà

L'estudi paleoecològic realitzat ha aportat informació rellevant sobre la dinàmica de la vegetació a l'entorn del llac Raraku des de finals de l'últim període glacial, i la seva relació amb els canvis climàtics, de morfologia i evolució sedimentària de la conca del llac, així com amb l'impacte humà. Una de les contribucions de l'estudi és la caracterització més acurada realitzada fins a l'actualitat d'aquests canvis de vegetació. Així, és l'estudi a més resolució al llac Raraku fins ara, englobant els darrers 34 cal ka BP, i ha estat complementat amb l'estudi d'altres canvis ambientals per mitjà d'altres indicadors en els mateixos testimonis de sondeig. Particularment destaca la informació paleoambiental aportada pels darrers 4 mil·lennis. Tot i la presència de dos hiats sedimentaris en els últims 3,7 ka BP (de 600 i 200 anys respectivament), representa la successió més contínua per aquest període obtinguda en el llac Raraku (estudis anteriors contenien hiats d'uns 3000-6000 anys, ex. Flenley et al. 1991; Mann et al. 2008), aportant informació sobre un interval temporal que fins ara no s'havia pogut estudiar a l'illa. En altres registres paleoambientals de l'illa com ara la torbera de Rano Aroi i el llac Rano Kao aquest període tampoc ha pogut ser estudiat amb fiabilitat, ja que les datacions dels registres obtinguts fins ara no han permès establir una cronologia fiable per aquest període (ex. Flenley 1996; Butler i Flenley 2001; Butler et al. 2004)

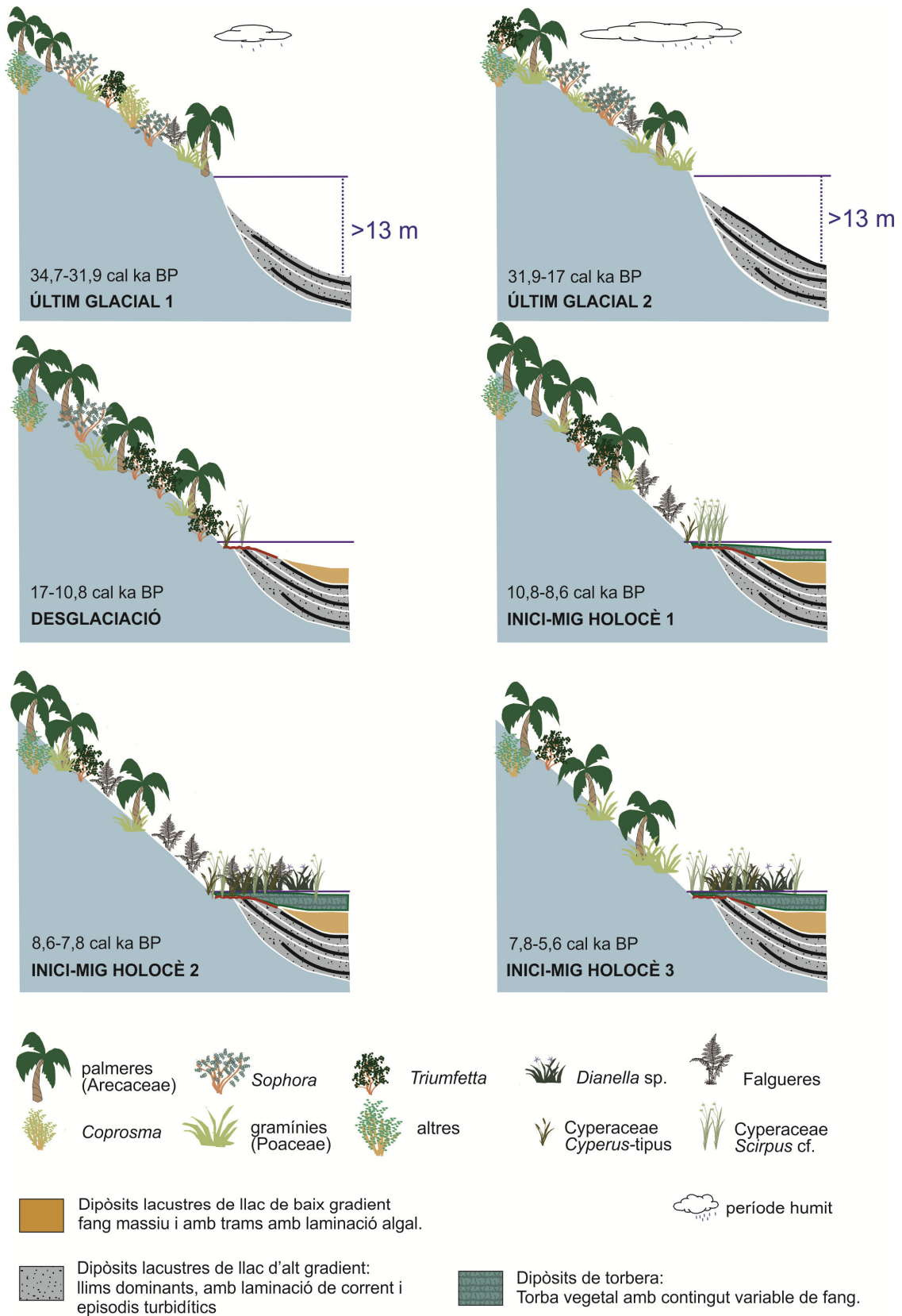
Inicialment, l'estudi de macrofòssils va mostrar l'existència de 5 etapes principals en la història ambiental del llac. Posteriorment, l'estudi pol·línic ha permès identificar set etapes diferents en la vegetació entre el 34,7-4,5 cal ka BP i cinc en els darrers 3,7 cal ka. A continuació es detallen els canvis de vegetació i ambientals durant els darrers 34 cal ka BP a partir de la combinació de la informació aportada per aquests estudis.

### Final de l'últim Període Glacial (34,7 a 17 cal Ka BP)

L'anàlisi de macrofòssils mostra la dominància de material d'origen terrestre al llac durant aquest període, com ara restes de IBB-65 (un possible tricoma vegetal) i restes de molses i líquens, entre altres, probablement transportats per escorrentia. Aquestes importants aportacions des de fora del llac també es reconeixen en la fracció orgànica del sediment (Sáez et al. 2009). Així, durant aquest període la relació C/N mostra valors més gran que 20, superiors als valors típics de la matèria orgànica aquàtica (C/N = 4-10), indicant l'origen principalment terrestre de la matèria orgànica dipositada en el llac (Meyers 1994; Kaushal i Binford 1999; O'Reilly et al. 2005). A partir de la identificació de capes turbidíctiques intercalades entre els sediments llimosos amb laminació de corrents i amb valors elevats de Ti, Fe i ms, Sáez et al. (2009) van suggerir l'ocurrència de nombrosos esdeveniments de grans avingudes i alta erosió a la conca. Així, es va interpretar com un període amb gran escorrentia i possiblement més tempestuós.

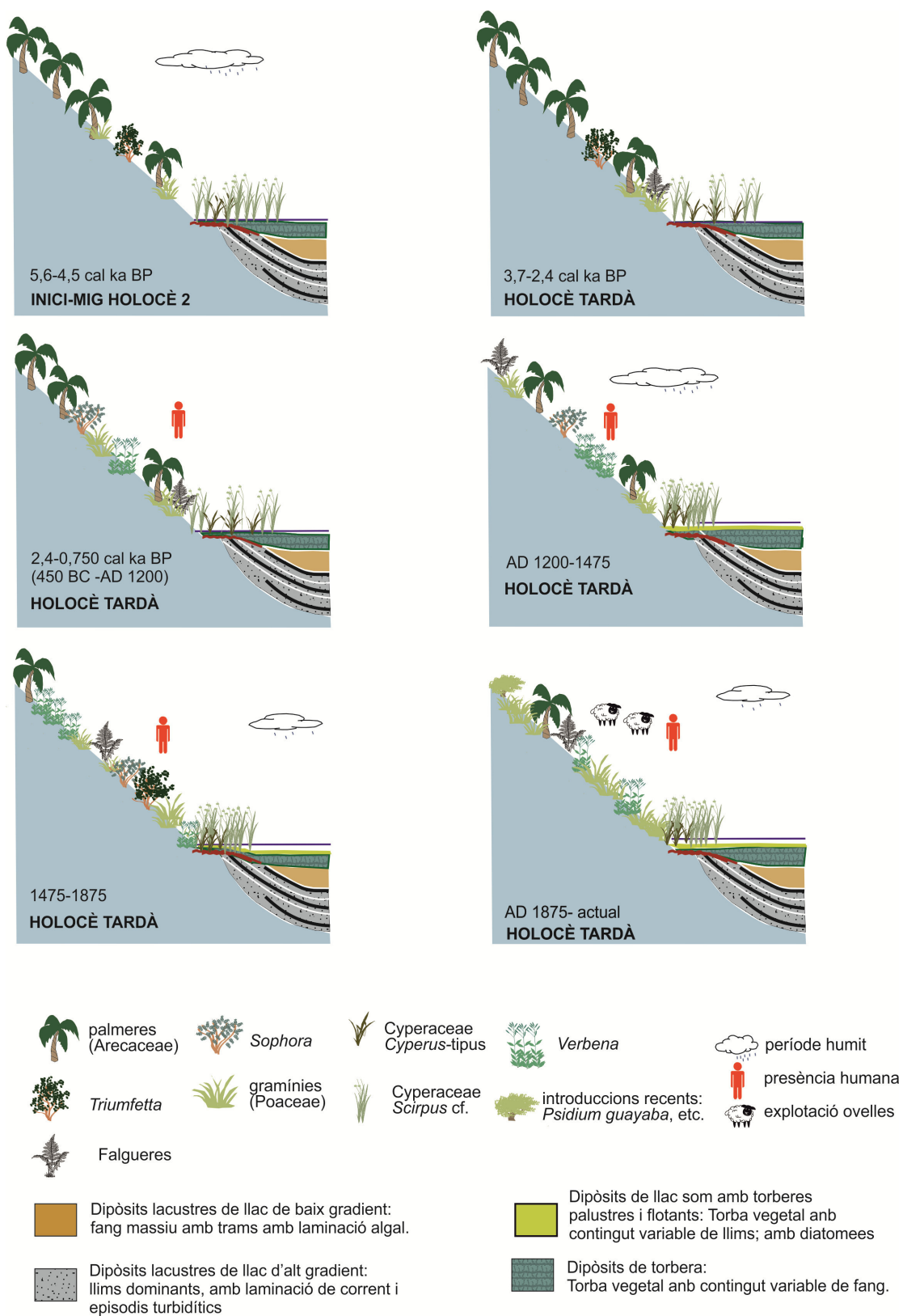
L'absència de restes de plantes ripàries en el registre suggereix poca presència d'aquesta vegetació durant aquest període, probablement a conseqüència dels marges amb gran pendent del llac i els alts nivells de l'aigua del llac interpretats a partir de l'anàlisi sedimentològica (etapa de llac d'alt gradient) (Sáez et al. 2009) i confirmats recentment en altres estudis (Horrocks et al. 2012b), deixant poc terreny pel seu creixement.

Pel que fa a la vegetació de la conca del llac i l'entorn, el registre mostra l'existència de vegetació arbòria durant aquest període, corroborant treballs anteriors de Flenley i col·laboradors (Flenley i King 1984; Flenley et al. 1991; Flenley 1993; Azizi i Flenley 2008). Els resultats de l'anàlisi pol·línica, suggereixen la presència d'un palmerar obert, acompanyat de nombrosos arbusts o petits arbres com *Sophora*, *Triumfetta*, entre altres, i abundants gramínies i diverses falgueres en el sotabosc (fig. 4.2). Tot i presentar-se com un període força estable, diversos canvis en la vegetació s'observen durant aquest període lligats a variacions climàtiques. A l'inici del registre (fase I: 34,7- 31,9 cal ka BP, fig. 4.2, 4.3) s'observa com *Coprosma* forma part de manera important del sotabosc, durant un període en què altres registres de l'illa i d'Amèrica del Sud han mostrat condicions més seques a la regió (Lamy et al. 1998; Stuut i Lamy 2004; Margalef et al. 2013). Al voltant de c. 31,9 cal ka BP el registre mostra com *Coprosma* experimenta una gra descens i pràcticament no s'observa a partir d'aleshores. En canvi es produeix un



dibuix no fet a escala

Figura. 4.3. Dibuix esquemàtic dels principals canvis en la vegetació des del final de l'Últim Glacial



dibuix no fet a escala

Figura. 4.3. Continuació. Dibuix esquemàtic dels principals canvis en la vegetació des del final de l'Últim Glacial

augment del registre de plantes herbàcies, suggerint una vegetació més oberta, juntament amb major presència de *Sophora* i Asteràcies entre els c. 31,9-17 cal ka BP (fase II) que en la fase anterior, en detriment de palmeres i *Triumfetta* (fig. 4.2, 4.3) Aquest canvi es produeix en un període de major freqüència d'esdeveniments de grans avingudes i entrades de terrígens al llac, inferit a partir del registre sedimentari, i interpretat com un possible període de condicions més fredes i humides (Sáez et al. 2009). Altres registres de l'illa també presenten condicions més fredes entre els 27,5 i els 17,5 cal ka BP (Margalef et al. 2013). A nivell regional també s'han suggerit condicions més fredes i humides per aquest període, que inclou el LGM, a partir de registres a latituds mitjanes d'Amèrica del Sud (Lamy et al. 1998; Baker et al. 2001b; Stuut i Lamy 2004; Valero-Garcés et al. 2005; Kaiser et al. 2005, 2008; LaTorre et al. 2006; Kohfeld et al. 2013). Aquestes condicions han estat explicades per desplaçaments cap al nord del cinturó de tempestes *Southern Westerlies* o bé per un enfortiment d'aquests, i una influència més forta que actualment del Front de l'Antàrtida (Lamy et al. 1998; Kaiser et al. 2008; Kaplan et al. 2008; Kohfeld et al. 2013), possiblement lligada a un període d'expansió del gel de l'Antàrtica (Lamy et al. 2004; Kaiser et al. 2005, 2008).

D'altra banda l'estudi pol·línic evidencia possibles fluctuacions menors i/o de menys durada en la composició de la vegetació, que podrien ser conseqüència de canvis climàtics ràpids (fig. 4.2). En aquesta línia, tot i que altres indicadors (geoquímics, sedimentaris) no mostren una correlació clara i precisa, s'ha observat com els anomenats esdeveniments Heinrich (H1, H2, H3, fig. 4.2) semblen precedir sistemàticament a una disminució de les palmeres en el registre. Aquests esdeveniments descrits principalment a l'hemisferi nord com a períodes freds, s'han reconegut com a períodes humits en alguns registres de l'hemisferi sud (Baker et al. 2001; Haug et al. 2001; Wang et al. 2004; Muller et al. 2006) suggerint la influència global d'aquests esdeveniments climàtics. Es necessiten més estudis palinològics i d'altres indicadors a més alta resolució per confirmar la senyal d'aquests esdeveniments.

#### Desglaciació –Terminació 1 (c.17 - 10,8 cal ka BP)

A partir dels c. 17 cal ka BP, s'observen canvis importants en el llac i en la vegetació del voltant, coincidint amb evidències geoquímiques i sedimentològiques apuntant l'inici de la desglaciació i de condicions més càlides i probablement més seques (Sáez et al. 2009). Per una banda l'anàlisi palinològica i de microfòssils mostra un augment de la productivitat del llac i una major presència d'organismes aquàtics, com per exemple cladòcers, i dels marges del llacs, com les ciperàcies. En aquest sentit, la presència d'abundant cf. *Tetraedrum* suggereix condicions d'eutròfia al llac. Aquesta major productivitat és corroborada per evidències geoquímiques, amb augments de TC i TN durant aquest període (Sáez et al. 2009). Les condicions de llac més som indicades per estudis previs per efecte del clima i el rebliment sedimentari del llac, podrien haver facilitat la disponibilitat de nutrients en les aigües superficials del llac, fet que podria haver afavorit, potser juntament amb el clima més càlid, en el creixement d'aquestes algues. Per altra banda, l'augment de llavors i pol·len de ciperàcies en el registre, suggereix la formació gradual d'un cinturó de vegetació durant aquest període, probablement afavorit per nivells de llac més baixos i pendents menys pronunciades. Aquest, possiblement, va contribuir en part a la disminució d'entrada de terrígens. Així, tot i que a l'inici del període encara es manté elevada, les litofàcies mostren una disminució dràstica de les entrades de terrígens llimosos i també en la freqüència d'episodis turbidítics (fig. 4.2). L'anàlisi de microfòssils suggereix que una solanàcia era present en aquesta vegetació durant aquest període.

D'altra banda l'estudi mostra que les condicions més càlides i probablement més seques van afavorir el creixement i expansió de les palmeres i *Triumfetta* davant d'altres arbusts al voltant del llac (fig. 4.2). Així, el registre sembla indicar una vegetació més dominada per palmeres i amb un sotabosc més pobre, bàsicament format per *Triumfetta* (fase III) a partir dels c. 17 cal ka BP. En aquest sentit s'observa la disminució o desaparició del registre de mirtàcies, apiàcies, nombroses falgueres entre d'altres (fig. 4.2, 4.3). No obstant, durant aquest període s'ha observat poca abundància de grans de pol·len (de fet en algunes mostres no s'ha arribat al mínim de 200 grans comptats), de manera que aquestes tendències s'han de considerar amb precaució. El baix nombre de grans de pol·len i l'estat de degradació de molts d'ells suggereix possibles fases d'exposició aeròbica durant aquest període. La presència de nivells d'aigua intermitents en llacs somers és comú, i podria ser una de les raons de l'escassetat i major degradació de pol·len durant aquest període.

L'inici de la desglaciació al voltant del c. 17 cal ka BP també ha estat suggerit per altres registres de l'illa, com la torbera de Rano Aroi (Margalef et al. 2013), trobant-se en consonància amb altres registres continentals del circum-Pacífic Sud (Heusser et al. 1996; McCulloh et al. 2000; Vandergoes i Fitzsimons 2003; Bertrand et al. 2008; Montade et al. 2013). El clima més càlid i possiblement més sec que durant el període glacial ha estat relacionat amb fases de baixa precessió i alta obliquïtat (Pena et al. 2008), que haurien portat el cinturó de tempestes cap al sud, i augmentat el gradient tèrmic del Pacífic E-W, afavorint condicions similars a La Niña (Koutavas et al. 2002; Pena et al. 2008).

D'altra banda l'estudi pol·línic mostra una possible resposta de la vegetació a l'esdeveniment Younger Dryas (12,9-11,5 cal ka BP). Aquest és un interval de refredament abrupte descrit principalment a l'hemisferi nord. A l'hemisferi Sud alguns registres l'han correlacionat amb un període humit (p.ex. Baker et al. 2001; Bertrand et al. 2008). No obstant no ha estat identificat en altres registres i es manté en debat el caràcter global o no d'aquests esdeveniments (p.ex. Hillyer et al. 2009; Kilian i Lamy 2012). Per altre banda, alguns estudis paleoclimàtics a l'hemisferi sud mostren un esdeveniment fred anterior (ACR) entre els 14,1 i els 12,4 cal ka BP (Carter et al. 2008; Kaiser et al. 2008; Kilian i Lamy 2012), parcialment solapat amb el YD. En el registre del llac Raraku s'observa un període amb major presència de *Sophora* i menor d'Asteràcies i Poàcies entre el c. 13,2-11,8 cal ka BP, coincidint aproximadament amb l'esdeveniment YD. No obstant s'observen baixes quantitats de pol·len en aquest període, pel que aquesta tendència s'ha de considerar amb precaució. D'altra banda s'observen alguns canvis menors al voltant dels 14 cal ka BP, de manera que no es pot rebutjar totalment una possible resposta a la ACR. Tot i això no s'han obtingut senyals clars a nivell geoquímic i sedimentològic, on només s'observen certs canvis en el sediment difícils d'interpretar i que no poden ser clarament atribuïbles a cap d'aquests esdeveniments. El principal canvi que s'observa és una lleugera variabilitat dels valors de TC, C/N i  $\delta^{13}\text{C}$  i un canvi de fangs molt fins (mida argila) laminats de dos colors a quatre colors al voltant del 12,5 cal ka BP. Calen més estudis a alta resolució durant aquest període per confirmar aquesta tendència de la vegetació i la connexió amb algun d'aquests esdeveniments.

#### Primera meitat de l'Holocè (10,8-4,5 cal ka BP)

A l'inici de l'Holocè, el clima, més càlid i sec que en l'etapa anterior, juntament amb el continu rebliment sedimentari del llac, va portar a una nova caiguda del nivell d'aigua del llac, i la conversió gradual a un ambient pantanós-torbera, amb un episodi d'entollament local (Sáez et al. 2009). Aquests canvis van provocar importants modificacions en la vegetació de la conca (fig. 4.2, 4.3).

L'estudi de macrofòssils mostra que els sediments d'aquest període presenten nombroses llavors de ciperàcies i *Dianella* i abundants fragments de fauna invertebrada, possiblement lligada a l'ecosistema de la torbera. La transició de condicions lacustres a condicions de torbera al fons del cràter coincideix amb una gran abundància de restes de falgueres, IBB-65, llavors de solanàcies, IBB-72, i llavors de ciperàcies. Aquest pic podria explicar-se per un augment en les entrades de material al·lòcton de fora del llac i/o per un important desenvolupament de la vegetació litoral afavorida per les condicions cada cop més someres i l'augment del nitrogen total. L'acumulació de matèria orgànica en condicions de torbera i la vegetació colonitzant l'antic llac podria haver consumit altes quantitats d'oxigen i nitrogen durant la seva descomposició i haver portat a condicions més anòxiques. Els alts valors de  $\delta^{15}\text{N}$  durant aquest període donen suport a aquesta hipòtesis.

El treball realitzat ha caracteritzat la successió vegetal ocorreguda durant l'establiment d'aquestes condicions, constatant que el clima, en part, limita la successió vegetal, evidenciant forçaments al·logènics. Els alts valors de taxes de canvi en les dades pol·líniques indiquen la relativa rapidesa d'aquests processos. Fins al voltant dels c. 9-9,5 cal ka BP, la presència de diferents organismes aquàtics com algues, cladòcers, juntament amb el tipus de sediment, indica la persistència d'un llac poc profund ocupant el fons del cràter de Raraku. El registre pol·línic suggereix que aquest llac estava envoltat per un cinturó de vegetació cada cop més ample, format bàsicament per ciperàcies, mentre que la vegetació de la conca estava dominada per palmeres, *Triumfetta* i poàcies (fase IV: de 10,8-8,6 cal ka BP). Al voltant del c. 9-9,5 cal ka BP s'observen importants canvis que suggereixen l'inici de les condicions pròpiament



de torbera. En aquest sentit, els sediments es converteixen en torba fangosa, i poc després en torba (Sáez et al. 2009), al mateix temps que les microrestes d'algues desapareixen. L'augment de la relació C/N en aquest període (Sáez et al. 2009) també corrobora l'origen més terrestre (*versus* l'algal) de la matèria orgànica acumulada (Meyers 1994). A partir d'aquí, comença una successió d'espècies vegetals que augmenten i disminueixen, probablement com a resultat de la colonització de la torbera. D'altra banda el registre pol·línic mostra el reemplaçament del pol·len d'arbres i arbusts pel de plantes herbàcies, possiblement reflectint aquesta expansió i augment de la densitat de la vegetació herbàcia local. Les palmeres i arbusts de l'entorn és possible que no experimentessin grans canvis. De fet, la gran abundància de pol·len de palmera apunta a la persistència d'un palmerar al voltant.

Les primeres fases d'aquesta colonització estan dominades per ciperàcies i falgueres, probablement estenent-se des de les vores (part superior de la fase IV). L'estudi de microfòssils ha permès identificar cf. *Scirpus* (probablement *Scirpus californicus*) com la ciperàcia dominant durant aquest període. Aquesta és una planta emergent de fins a més de 2 metres d'alçada que pot viure en ambients inundats (de més de 1,5 m d'aigua) (Zizka 1991; Dubois et al. 2013), i pot envair fàcilment llocs amb baix nivell d'aigua. De forma similar, les falgueres es troben en general en ambients humits i sovint són pioneres colonitzant nous terrenys, gràcies al seu creixement ràpid i gran capacitat d'expansió, sovint de forma vegetativa (Mehtreter et al. 2010). Possiblement les condicions climàtiques seques i la progressiva colonització del terreny primer per *Scirpus* colonitzant espais molt somers d'aigua, i després per falgueres, colonitzant terrenys inundats, es veïen afavorida pel creixement de les pròpies plantes, facilitant i augmentant l'acumulació de torba. L'acumulació progressiva de material i condicions més seques podrien explicar l'expansió de taxons més terrestres com la *Dianella*. En aquest sentit, entre el 8,6 a 7,8 cal ka BP (fase V) *Scirpus* disminueix i la vegetació va passar a ser dominada per falgueres i *Dianella*. El registre microfòssil mostra com *Cyperus* guanya importància en aquest període davant de *Scirpus* entre les ciperàcies presents al llac. El c. 7,8 cal ka BP, les falgueres abruptament declinen i la *Dianella* domina la vegetació local subseqüentment (fase VI, de 7,8 a 5,5 cal ka BP). No obstant a partir del c. 7 cal ka BP la presència de *Dianella* comença a disminuir, mentre que augmenta la presència de les ciperàcies. Finalment la *Dianella* desapareix i les ciperàcies (majoritàriament *Scirpus* cf. segons el registre microfòssil) dominen la vegetació (fase VII de 5,5 a 4,5 cal ka BP). Aquest reemplaçament de la *Dianella* per ciperàcies (majoritàriament *Scirpus*) coincideix amb lleugers increments de la susceptibilitat magnètica (ms), disminució de C/N i dels valors de  $\delta^{13}\text{C}$ , presència de *Tetraedrum*, i disminució de restes zoològiques, que suggereixen en general un augment del nivell de l'aigua i condicions més humides a partir dels 5,5 cal ka BP (Ancour et al. 1999; Hong et al. 2001). En aquest sentit, un curt episodi humit al c. 6 cal ka BP s'ha identificat en els sediments del llac Raraku (Sáez et al. 2009), així com en el registre proper de Rano Aroi (Margalef et al. 2013).

A nivell regional, molts registres paleoclimàtics de latituds mitjanes a la costa d'Amèrica del Sud també suggereixen condicions càlides i seques durant la primera meitat de l'Holocè (fins als 6-4 cal ka BP) (p.ex. Jenny et al. 2002; Moreno i León 2003; Villa-Martínez et al. 2003; Valero-Garcés et al. 2005; Maldonado i Villagrán 2006; Kaiser et al. 2008) i condicions més humides posteriorment. Per exemple, en la Llacuna Aculeo a la regió central de Xile (34° S) es va determinar un període sec entre els 9,5 – 5,7 cal ka BP, comparable amb l'interval sec interpretat a Raraku amb abundant *Dianella* (Jenny et al. 2002; Villa-Martínez et al. 2003). A més, els autors infereixen cossos d'aigua efímers d'entre 9,5-7 cal ka BP a partir de la litologia i l'escàs pol·len observat (Jenny et al. 2002; Villa-Martínez et al. 2003), coincidint amb els valors més alts de *Dianella* en el nostre registre. De la mateixa manera, a partir d'evidències geomorfològiques i paleopedològiques a la zona de Norte Chico (27-30° S), Veit (1996) va inferir condicions d'aridesa fins als c. 5,6 cal ka BP. Aquestes condicions més seques s'han relacionat generalment amb una major influència de les cel·les d'alta pressió del Pacífic sud-est, bloquejant el sistema del cinturó de tempestes del sud (*Westerlies storm track*) al sud (Jenny et al. 2002; Maldonado-Villagrán 2002; Villa-Martínez et al. 2003) i a una activitat més dèbil de l'ENSO (Jenny et al. 2002; Villa-Martínez et al. 2003; Koutavas et al. 2006; Conroy et al. 2008). D'altra banda, les condicions climàtiques més humides del final de l'Holocè s'han relacionat amb una intensificació de l'ENSO a partir dels 5 cal ka BP (sobretot a partir de c. 3200-3000 cal ka BP) inferida en registres d'Amèrica del Sud, Nova Zelanda i Austràlia (p.ex. Schulmeister i Lees 1995; Schulmeister 1999; Jenny et al. 2002; Valero-Garcés et al. 2005; Donders et al. 2006; Koutavas et al. 2006; Conroy et al. 2008).

Un hiatus sedimentari interromp la successió als c. 4,5 cal ka BP, probablement com a resultat de períodes molt secs, amb persistents nivells d'aigua baixos i exposició subaèria, impeding el creixement i/o afavorint l'erosió (Mann et al. 2008; Sáez et al. 2009).

### Holocè tardà

Inicialment l'estudi de macrorestes va permetre reconstruir condicions ambientals similars a les anteriors (condicions de torbera), per sobre del hiatus identificat al testimoni sedimentari RAR 03/07 (< 800 cal anys BP), amb la particularitat de noves restes i macrocarbons, evidenciant possibles signes d'activitat humana. Tanmateix, el marc cronològic d'aquest interval no estava ben establert, i els canvis de vegetació a l'Holocè tardà s'han determinat a partir d'un altre sondeig (RAR 08) que inclou els 3,7 cal ka BP (fig. 4.3). Aquest treball mostra que durant aquest període es produeix un gran canvi en la vegetació, amb el reemplaçament del palmerar per una progressiva expansió de plantes herbàcies.

Més concretament l'estudi multiproxy d'aquesta secció mostra cinc fases en la vegetació i el paisatge (fig. 4.4). Entre c. 3,7-c. 2,4 cal ka BP (AD 1750-450 BC) evidències sedimentològiques i biològiques mostren condicions similars a les observades al final de l'etapa anterior, amb la presència d'una torbera envoltada per un palmerar acompanyat de *Triumfetta* i *Sophora* majoritàriament. Els valors elevats de TC (al voltant del 40%), els valors de C/N superiors a 20 i els valors més pesats de  $\delta^{13}C$  indiquen l'origen majoritàriament terrestre de la matèria orgànica dels sediments, principalment provinent de plantes C3 (Meyers i Terranes 2001). El domini de diatomees bentòniques amb afinitat aerofíllica suggereix possibles fases efímeres amb condicions d'inundació superficial. D'altra banda, la presència de tàxons aerofíllics comunament catalogats com a subaeris secs (*dry subaerial*) com *H. amphioxys*, *Luticola mutica*, *N. debilis* i *Pinnularia borealis* podrien indicar períodes de forta aridesa (Denys 1991; Johansen 2010).

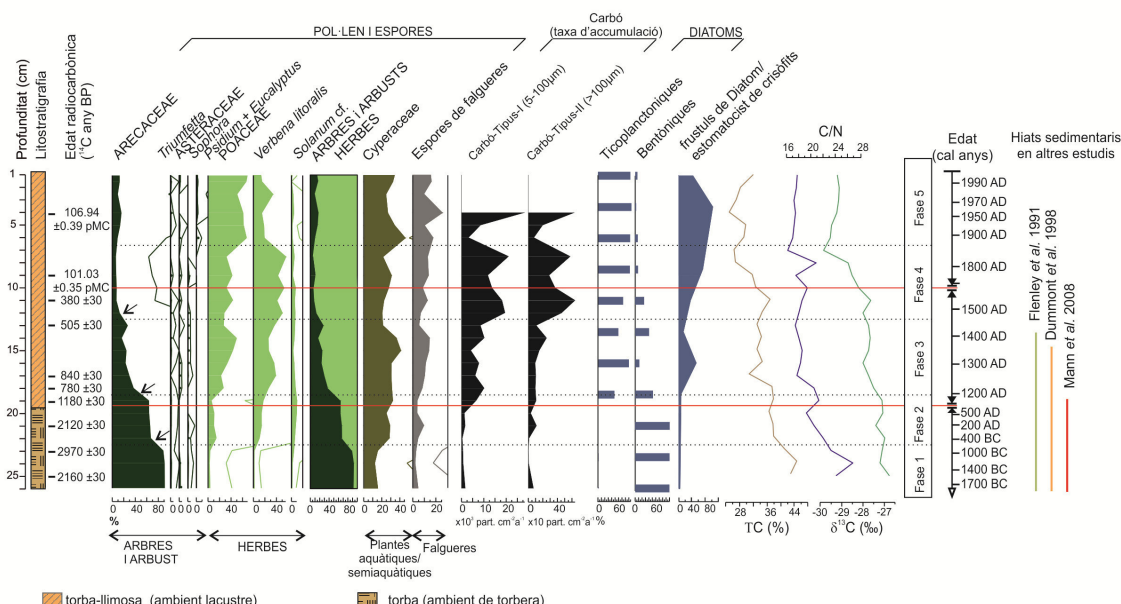


Figura 4.4. Diagrama resum de RAR 08. A l'esquerra s'indica la litostratigrafia i les datacions AMS  $^{14}C$  radiocarbòniques. A la dreta s'indiquen les fases identificades a l'estudi, les edats calibrades segons el model d'edat-profunditat, i els hiats sedimentaris observats en altres estudis. Noteu que el possible establiment humà a 450 anys BC i la naturalesa gradual del canvi ecològic es troba dins dels hiats d'estudis previs. Les línies horitzontals de punts indiquen les fases de la vegetació identificades.

A partir de c. 2,4 cal ka BP (450 BC), la disminució de les diatomees bentòniques amb afinitats aerofíl·liques i el progressiu descens de la relació C/N suggereixen condicions progressivament d'una inundació progressiva a la torbera. Aquest ambient podria afavorir el creixement de plantes emergents com algunes ciperàcies. D'altra banda s'observa un canvi en la vegetació de la conca, consistent en la disminució de l'abundància de palmeres juntament amb l'augment de gramínies i de *Verbena* i *Solanum* sp, indicant la reducció de la cobertura arbòria i l'obertura del paisatge (fig. 4.3). L'expansió de *Verbena*, una planta no observada en èpoques anteriors i considerada com una mala herba o planta ruderal (Zizka 1991; Wagner et al. 1999), suggereix la presència de l'home. El petit increment en la taxa d'acumulació de carbons podria donar cert suport a aquesta hipòtesi. En aquesta línia, l'augment de les espores de falgueres (principalment monolets psilats) podria ser degut a increments locals d'incendis, ja que com s'ha mostrat en molts altres estudis, les comunitats de falgueres s'estableixen ràpidament en àrees afectades pel foc (McGlone i Wilmshurst 1999; Rull 1999).

Evidències sedimentològiques i cronològiques mostren la interrupció del registre sedimentari entre el 1450 cal ka BP i poc abans de 750 cal ka BP (AD 500-AD 1200), probablement com a resultat de fases seques (Mann et al. 2008; Sáez et al. 2009). Al voltant del c. 750 cal ka BP (AD 1200) evidències sedimentològiques, geoquímiques (TC, C/N i  $\delta^{13}\text{C}$  decreixents) i l'inici de la dominància de diatomees ticoplanctòniques suggereixen que la conca de Raraku va tornar a inundar-se donant lloc a l'establiment d'un llac poc profund com l'actual, amb abundant vegetació litoral formant una estreta franja palustre i catifes flotants.

Al voltant del c. 750 cal ka BP (AD 1200) la vegetació va patir un canvi important. S'observa una intensificació de la disminució de les palmeres, i el registre pol·línic passa a ser dominat per tàxons herbacis, principalment gramínies i *Verbena* conjuntament amb *Solanum*. Tot i la disminució gradual del registre de palmeres durant aquesta fase, aquestes continuen sent un element important en la vegetació, juntament amb *Triumfetta*, *Sophora* i Asteràcies, que no semblen disminuir. Entre el 750 cal ka BP – 475 cal ka BP (AD 1200-AD 1475) es produeix un gran augment de la freqüència de focs indicat per l'augment de carbons, probablement associat a la intensificació de l'activitat de l'home. En aquest període, el registre sedimentari i de diatomees indica un increment de l'aportació de sediments terrígens al llac (partícules de silicats de mida llim) que apunta a una major erosió a l'àrea font del llac. En aquest sentit, s'observa la dominància de petites diatomees del grup de *Fragilaria* s.l., com és el cas del gènere *Pseudostaurosira*, típiques de llacs somers i zones litorals, que són afavorides per l'alcalinització de cations per entrades d'aportacions de la conca (Reed et al. 1999; Axford et al. 2009). Aquestes aportacions podrien ser resultat d'una major erosió de la conca per disminució del bosc. L'augment de la relació frústuls/estomatocist de crisòfits també podria indicar condicions de més eutròfia, tot i que aquest valor també es veu afectat per l'increment de nivells del llac (Smol 1985).

Entre el c. 475 cal ka BP i el 75 cal ka BP (AD 1475 i el AD 1875) les palmeres presenten els valors més baixos (<10%), suggerint un paisatge quasi dominat per plantes herbàcies i poques palmeres aïllades (fig. 4.3). Durant aquest període, s'observa una gran expansió de *Verbena* (amb major presència de pol·len que les gramínies) i un fort augment de la freqüència de focs, fet que suggereix la continuació de la intensificació de les activitats humanes. D'altra banda, les diatomees observades, així com les dades sedimentològiques i geoquímiques indiquen la persistència de les condicions de llac somer. No obstant entre el c. 380 cal ka BP – 230 cal ka BP (AD 1570-AD 1720) es va produir un hiatus sedimentari, indicant un breu període sec.

Finalment entre 75 cal ka BP (AD 1875) fins el present també s'observen diversos canvis en la vegetació. Entre aquests destaca la disminució de la *Verbena* i l'expansió de les gramínies, així com la introducció de noves plantes durant el segle XX com el guaiaber (*Psidium guajava*) i l'eucaliptus (*Eucalyptus* sp.). Malgrat la seva disminució, la *Verbena* continua sent una part important de la vegetació. D'altra banda alguns elements endèmics com *Sophora*, actualment extingida a la natura, desapareix del registre en aquest període. Els alts valors de frústuls de diatomees/estomatocist de crisòfites observats suggereixen condicions d'eutròfia més intenses. Desafortunadament com hem explicat en el capítol de metodologia no es va poder calcular la taxa d'acumulació de carbons per aquest període, per manca de mesures de densitat del sediment fiables.

### 4.3. Desforestació gradual i expansió de *Verbena litoralis*

Entre els resultats del treball, destaca la caracterització del declivi de les palmeres com un procés gradual i esglaonat, relativament llarg (fig. 4.3). Aquest resultat contrasta amb treballs palinològics anteriors que proposaven una desforestació ràpida i abrupta (Flenley i King 1984; Flenley et al. 1991; Mann et al. 2008). En aquests estudis, el pol·len de palmera disminuïa de forma sobtada, sent substituït per pol·len de gramínies. Aquest caràcter abrupte observat en aquests registres pot ser resultat de la coincidència de hiats sedimentaris en el moment del canvi, emascarant la tendència més gradual i donant l'aparença d'un canvi sobtat molt acusat. Com ja hem dit, el nostre estudi presenta la successió més contínua per aquest període, mostrant un interval de temps que fins ara no s'havia pogut analitzar en els sediments del llac Raraku. Així doncs, segons l'estudi realitzat, la tendència de disminució de les palmeres comença el c. 2,4 cal ka BP (450 BC), observant-se un reemplaçament progressiu i esglaonat durant uns 2000 anys. S'han identificat tres reduccions principals de palmeres lligades a augments de plantes herbàcies: la primera a c. 2,4 cal ka BP (450 BC) en què el registre de pol·len de palmera passa del 80% al 60% de la suma pol·línica, i per tant les palmeres continuen sent dominants; la segona a 750 cal anys BP (AD 1200), més acusada i amb el pol·len de palmera assolint valors del 20-30% del total; i la tercera a c. 475 cal anys BP (AD 1475) arribant a valors inferiors al <10%. Tanmateix el registre de palmeres no desapareix del tot, tal com s'ha documentat en altres estudis paleoecològics (Dumont et al. 1998). Això pot ser explicat per la presència de palmeres isolades a l'illa, tal com narren diverses cròniques de navegants europeus durant el segle XVIII (Zizka 1991; Hunt 2007; Mann et al. 2008). D'altra banda s'ha documentat la plantació de diversos exemplars de palmeres com *Jubaea chilensi*, *Cocos nucifera*, etc. a l'illa durant el segle XX.

El declivi de les palmeres va anar acompanyat per l'expansió de plantes herbàcies, principalment gramínies i *Verbena* (fig. 4.3, 4.5). La *Verbena* (*Verbena litoralis*) és una planta d'origen americà, sovint associada a llocs pertorbats (agrícoles o ruderals) (Zizka 1991; Wagner et al. 1999) i considerada introduïda a l'illa en temps recents per activitats humanes (Zizka 1991). La seva observació i tendència d'expansió continuada suggereix una implicació humana, el que indicaria la presència de l'home a l'illa 1500 anys abans del que fins ara s'havia assumit. No obstant, altres interpretacions són possibles. En general, l'establiment i l'expansió de la *Verbena* pot ser degut a tres processos: 1) arribada de la planta per mecanismes de dispersió natural (transportada per ocells o per corrents marins), establiment i expansió per condicions ambientals favorables, 2) arribada i dispersió per agents naturals però expansió com a resultat de l'activitat humana, i 3) arribada i expansió lligada a activitats humanes.

En el primer cas, l'expansió de la *Verbena* i altres plantes herbàcies, així com la disminució de les palmeres, vindria donada per causes ambientals, probablement climàtiques, sense cap implicació d'activitats antròpiques. D'acord amb aquesta hipòtesi, els boscos de palmeres podrien estar en decadència quan els humans van colonitzar l'illa. Hunter-Anderson (1998) va proposar un escenari similar, suggerint que la inestabilitat climàtica del final de l'Holocè havia jugat un paper fonamental en el declivi del bosc (Hunter-Anderson 1998). Segons aquesta autora, l'arribada dels colonitzadors entre AD 800 i AD 1400 hauria ocorregut amb l'illa coberta majoritàriament per gramínies i pocs arbres i arbusts. De manera similar, sequeres i canvis de freqüència en el ENSO han estat proposats com a possibles agents causants dels canvis de vegetació per altres autors (Orliac i Orliac 1998; Nunn 2000; Orliac 2000; Nunn i Britton 2001). Tot i que segurament els canvis climàtics han contribuït als canvis de vegetació, al voltant del c. 450 BC, quan comença l'expansió de la *Verbena*, no s'observen evidències clares de variacions climàtiques. Tan sols una tendència a una lleugera major precipitació. Altres possibles causes de canvi de la vegetació podrien haver estat les pertorbacions a curt termini, com ara tempestes intenses. No obstant, la naturalesa gradual i contínua de la tendència de canvi observat en el registre, no sembla donar suport a l'ocurrència d'esdeveniments episòdics com a causes potencials.

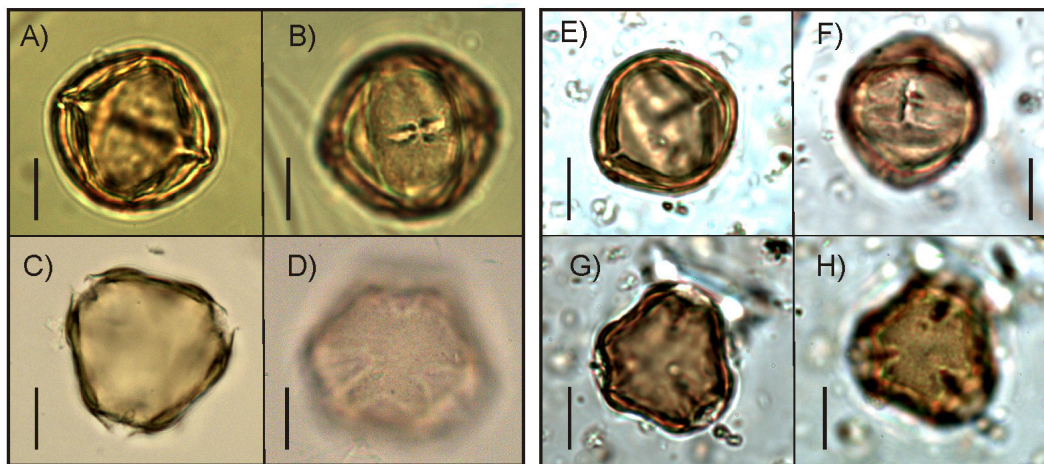


Fig. 4.5. Fotografies de grans de pol·len de *Verbena litoralis* de plantes que es troben actualment al voltant del llac Raraku (A-D) i grans de pol·len identificats com a *Verbena litoralis* en les preparacions microscòpiques (E-H). Barra = 10  $\mu$ m. La mida més petita del pol·len fòssil és probablement resultat de la utilització d'oli de silicó en el protocol de tractament de mostres i emmagatzematge, com s'ha demostrat en altres estudis (Rull i Rinaldi 1988).

Les altres dues hipòtesis atribueixen l'expansió i les transformacions del paisatge associades a activitat humana. Ambdues suggereixen la presència humana a l'illa al voltant dels c. 450 BC, 1500 anys abans de la data acceptada, però difereixen en el vector de dispersió. Tanmateix, no s'han identificat restes arqueològiques tan antigues. L'augment de carbons coincidint amb l'expansió de la *Verbena* i en general de les plantes herbàcies, dóna suport indirectament a la implicació de l'home en la seva expansió, per l'acció del foc. En aquest sentit s'han observat correlacions significatives entre l'augment de carbons i la *Verbena* ( $r=0,61$  p-valor=0,003) i l'augment de carbons i les herbes ( $r=0,70$  p-valor= 0,0004) destacant el paper del foc en els canvis de la vegetació. En moltes altres illes del Pacífic s'ha associat la desforestació a activitats antròpiques, amb l'observació de grans increments d'acumulacions de carbons i l'expansió de gramínies, falgueres i ciperàcies en detriment d'arbres (p.ex. Kirch 1986; McGlone i Wilmschurst 1999; Anderson 2002; Kennett et al. 2006). D'altra banda, la *Verbena litoralis* (coneguda com a *puringa* pels rapanuis), actualment es troba a les vores dels camins i zones pertorbades, a la costa i als marges dels llacs (Zizka 1991), però també s'ha suggerit que podria haver estat cultivada per les seves propietats medicinals (Zizka 1991; Rauch et al. 1996), la qual cosa podria haver afavorit la seva expansió. Així doncs, segons aquestes hipòtesis l'expansió de la *Verbena* (i de les gramínies), inicialment petita, seria resultat d'un petit impacte humà limitat per la reduïda població inicial, i la posterior expansió vindria associada al continu creixement de la població i la intensificació de l'agricultura. En aquest sentit, els nostres resultats donen suport a una intensificació de l'impacte humà c. AD 1200, confirmant un paisatge molt modificat al voltant del llac Raraku, com evidencien la nombrosa presència de *Verbena* i altres herbes, la marcada disminució de palmeres, i l'increment de carbons. La presència de diatomees del gènere *Fragilaria* s.l., indica un augment de l'escorrentia i de l'entrada de cations al llac, fet que també suggereix un augment de l'erosió a l'àrea font del llac. Nombrosos estudis han documentat la intensa pràctica agrícola a l'illa de Pasqua entre el c. AD 1200 - 1600 (p.ex. Stevenson 1997, 2002; Mieth i Bork 2005). Un estudi recent ha mostrat que les parets internes del cràter que conté el llac Raraku també van ser cultivades intensament (Horrocks et al. 2012). Finalment, el patró de transformació ecològica continu i irreversible és consistent amb l'acció d'un mecanisme persistent impeding la recuperació de la vegetació. Així doncs, en general les evidències obtingudes semblen donar suport a la implicació de les activitats humanes en l'expansió de la *Verbena*.

#### 4.4. Establiment humà

El treball realitzat ha aportat nova informació sobre la data del primer establiment humà a l'illa. Els resultats obtinguts suggereixen la presència humana al voltant dels c. 450 BC (750-90 BC), que representa l'edat més antiga proposada fins ara. Concretament la situa uns 1500 anys abans de la data més comunament acceptada.

Com hem comentat a la introducció, l'establiment humà a l'illa és encara avui un dels temes més debatuts. La data més acceptada suposa l'arribada dels colonitzadors polinesis entre el AD 800-1000 (Martinsson-Wallin i Crockford 2002; Vargas et al. 2006), si bé s'han suggerit dates més antigues, com per exemple el AD 50-100 (suggerit per Buttler i Flenley 2006, 2010), i més recents, com al voltant de AD 1200 o posteriors (Hunt i Lipo 2006; Wilmshurst et al. 2011). Aquestes cronologies s'emmarquen dins el debat també existent sobre el patró i cronologia d'expansió pel Pacífic de les societats polinèsies. En general s'accepta l'existència d'una pausa de certa durada (entre segles o mil·lennis) entre l'establiment de població a les illes de l'oest (com Tonga-Samoa) i l'expansió cap al centre i est de la Polinèsia (Kirch i Kahn 2007; Wilmshurst et al. 2011). Treballs recents suggereixen dates tardanes per aquesta expansió (Wilmshurst et al. 2011). Tanmateix els nostres resultats podrien donar suport a cronologies llargues, suggerint una possible expansió cap a l'est sense pausa o una pausa molt curta.

D'altra banda, l'origen americà de la *Verbena litoralis* i la seva presència continuada durant els últims mil·lennis a l'illa revifa la idea d'un possible paper de pobladors provinents d'Amèrica en la història de l'illa de Pasqua. Si bé les evidències culturals, arqueològiques i genètiques suggereixen que els habitants de l'illa són d'origen polinesi, probablement provinents de la Polinèsia francesa (a uns >2000 km a l'oest i nord-oest de l'illa (Flenley et al. 1991; Hagelberg et al. 1994; van Tilburg 1994; Flenley i Bahn 2003), des dels primers estudis arqueològics s'ha suggerit una possible colonització des d'Amèrica. En aquest sentit, els treballs arqueològics de Heyerdahl van proposar una colonització inicial per una societat ameríndia, seguida d'una colonització de poblacions polinèsiques (Heyerdahl i Ferdon 1961). Aquesta idea es basava en la possibilitat de viatjar des d'Amèrica gràcies als corrents dominants i en la similitud de certs elements arqueològics. D'altra banda, també s'ha proposat la colonització de l'illa de Pasqua com a resultat d'un procés de colonització des de la Polinèsia francesa, passant inicialment per Amèrica i arribant posteriorment a l'illa de Pasqua (Gill 1998) (figura 4.6)

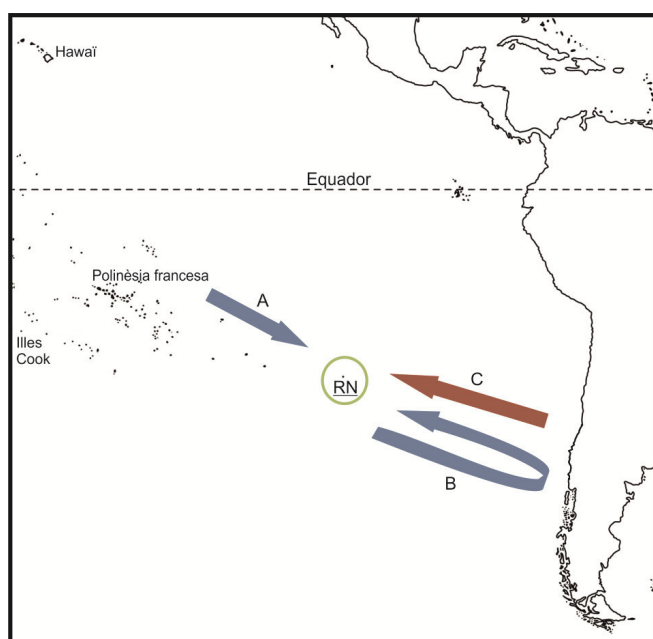


Figura 4.6. Possibles rutes migratòries cap a l'illa de Pasqua. L'illa de Pasqua (RN) està indicada per un cercle. A) Directament des de la Polinèsia Francesa; B) en un viatge de retorn de polinèsia de la Polinèsia Francesa passant per Amèrica; C) des d'Amèrica. Mapa modificat de Storey et al. (2007).



La hipòtesi d'una colonització per part de societats ameríndies ha estat en general rebutjada per falta d'evidències concloents. No obstant, si que existeixen evidències de contacte entre poblacions polinèsies i sud-americanes, tot i que quan i on es va produir el contacte no està clar. Entre aquestes evidències hi trobem els cultius a la Polinèsia d'espècies d'origen amerindi, com el moniato (*Ipomoea batatas*) i la carbassa (*Lagenaria siceraria*) (Green 2005; Clarke et al. 2006). També s'ha reconegut la introducció de pollastres polinèsies a Amèrica en època precolombina (Storey et al. 2007). La visió més acceptada és que els polinèsies, societat amb gran coneixements de navegació, van arribar a Amèrica i posteriorment van retornar a la Polinèsia amb aquests cultius. Tot i això, altres treballs han suggerit la capacitat de les societats ameríndies per realitzar viatges a llarga distància (Dumont et al. 1998; Montenegro et al. 2008).

L'origen polinesi dels actuals habitants de l'Illa de Pasqua no és incompatible amb una certa influència americana. En aquest sentit, estudis recents de genètica molecular han mostrat una contribució ameríndia prehistòrica al pool genètic dels rapanuis, tot i que posterior a l'assentament Polinesi (Lie et al. 2007; Thorsby et al. 2012). Els resultats obtinguts en el nostre estudi mostren possibles hipòtesis que han de ser avaluades en estudis futurs: 1) la presència (possiblement efímera) de poblacions petites ameríndies que van desaparèixer (o van ser integrades) després de l'arribada dels polinèsies, o 2) l'arribada d'un grup Polinesi des d'Amèrica. Alternativament, com hem comentat anteriorment, la *Verbena litoralis* podria haver-se establert de forma natural, com altres plantes americanes a l'illa (ex. *Scirpus californicus*) (Zizka 1991). Tot i que no hi ha evidències conclusives per cap d'aquestes hipòtesis, els resultats posen de manifest la necessitat de més estudis per donar suport o rebutjar aquestes possibilitats.

#### 4.5. Aportacions a la flora nativa.

La flora de l'Illa de Pasqua ha estat molt alterada per l'home, i existeix poc coneixement sobre les plantes natives (Zizka 1991; Dubois et al. 2013). L'estudi paleoecològic realitzat ha aportat nou coneixement d'aquesta flora nativa a l'illa, amb la identificació d'una nova espècie. En aquest sentit, l'estudi ha posat de manifest la presència entre els 9,4 i els 5,4 cal ka BP de *Dianella cf. intermedia/adenanthera*, una espècie actualment no present a l'illa.

El gènere *Dianella* (figura 4.7) pertany a la família de les Xanthorrhoeaceae (dins de l'ordre dels Aspargals) i està àmpliament distribuït en nombroses illes del Pacífic, trobant-se també al Sud-est d'Àfrica, Sud-est d'Àsia i Bolívia (Moore i Edgar 1970; Smith 1979; Elliot i Jones 1984; George 1987, 1994; Chase 2009; APG III 2009; WCSP 2012) (Taula 4.1). Són plantes herbàcies perennes (o sub-arbustives), rizomatoses, de creixement ràpid, que sovint formen masses denses en diversos hàbitats: prats, matollars, boscos humits, boscos secs, aiguamolls herbacis, àrees rocoses, pantans i torberes, etc. (Moore i Edgar 1970; Elliot i Jones 1984; Wardle 1991; George 1994; Hunter i Bell 2007; Franklin et al. 2008). Es coneixen amb el nom comú de liris de lli (*flax lilies*). Es poden propagar i dispersar-se per llavors, principalment gràcies als ocells que s'alimenten del fruit, però la propagació vegetativa és molt freqüent (Elliot i Jones 1984).



Figura 4.7. Fotografies de *Dianella intermedia/adenanthera* (a i b exemplars de Illa Norfolk. i c de Ravaivae). Fotografies de Matthew Prebble.



En la successió del llac Raraku estudiada s'ha reconegut gran de pol·len i llavors de *Dianella* entre els 7-1,5 m de profunditat. Les llavors i els grans de pol·len observats són morfològicament similars als de *D. intermedia* i *D. adenanthera* (fig. 4.8). Existeix certa confusió taxonòmica entre ambdós noms, i en general dins el gènere *Dianella* (George 1994). Segons alguns autors, *D. intermedia* és una planta endèmica de les illes Norfolk, mentre que *D. adenanthera* és una planta àmpliament distribuïda en moltes illes del Pacífic com les Fiji, Nova Caledònia, Tonga, Vanuatu, Cook, Marqueses, Pitcairn, Societat, Tuamotu, i les illes Tubuai (WCSP 2012). No obstant molts autors utilitzen el nom de *Dianella intermedia* en sentit ampli, en exemplars presents a Pitcairn, Henderson, Polinèsia francesa i altres illes (Smith 1979; George 1987; Paulay i Spencer 1989; Waldren et al. 1995; Florence et al. 2007; Franklin et al. 2008; Butaud 2010). A falta d'una revisió del gènere per clarificar aquest tema, nosaltres hem considerat aquí el nom *D. intermedia/adenanthera*.

S'observen algunes diferències morfològiques, sobretot pel que fa la mida, entre les llavors i els grans de pol·len observats al sediment del llac Raraku i les de *Dianella intermedia/adenanthera*, de manera que podrien representar una altra espècie, potser endèmica, a l'illa. No obstant, les diferències són poc importants i no hi ha prou dades per assegurar-ho, de manera que hem preferit seguir una aproximació conservadora i anomenar-lo *Dianella* cf. *intermedia/adenanthera*. Altres espècies del gènere a la regió central del Pacífic mostren llavors diferents. Per exemple *D. sandwicensis*, amb una distribució disjunta que inclou Nova Caledònia, les illes Marqueses i les illes Hawaii (WCSP 2012), presenta llavors més petites i molt obovades. Altres membres del gènere presenten una distribució molt allunyada de l'Illa de Pasqua (WCSP 2012), generalment restringida a certes illes, archipèlags o regions, tot i que hi ha algunes que presenten una distribució més àmplia al Pacífic (p.ex. *D. revoluta*, *D. ensifolia*, *D. javanica*) (taula 4.1). Els resultats suggereixen una àrea de distribució de *D. intermedia/adenanthera* més gran que l'actual, sent present antigament a l'Illa de Pasqua (fig. 4.9).



Figura 4.8. Fotografies de llavors (a) i gra de pol·len (b) de *Dianella intermedia/adenanthera*. Material de Allan Herbarium (CHR). Fotografies de Matthew Prebble.

Taula 4.1 Espècies de *Dianella* i la seva distribució (segons WCSP 2012).

NOM	DISTRIBUCIÓ
<i>Dianella acutifolia</i> Schlittler	Nova Caledònia
<i>Dianella adenanthera</i> (G.Forst.) R.J.F.Hend.	S. Pacífic
<i>Dianella amoena</i> G.W.Carr & P.F.Horsfall	SE. Austràlia
<i>Dianella atraxis</i> R.J.F.Hend.	NE. Queensland
<i>Dianella bambusifolia</i> Hallier f.	De Nova Guinea a NE. Queensland
<i>Dianella boliviana</i> Schlittler	Bolívia
<i>Dianella brevicaulis</i> (Ostenf.) G.W.Carr & P.F.Horsfall	S. Austràlia
<i>Dianella brevipedunculata</i> R.J.F.Hend	SE. Queensland
<i>Dianella caerulea</i> Sims	De S. Nova Guinea a E. i SE. Austràlia
<i>Dianella callicarpa</i> G.W.Carr & P.F.Horsfall,	Victòria
<i>Dianella carolinensis</i> Lauterb	Illes Carolines.
<i>Dianella congesta</i> R.Br	De SE. Queensland a E. Nova Gal·les del Sud
<i>Dianella crinoides</i> R.J.F.Hend	E. Austràlia
<i>Dianella daenikeri</i> Schlittler	Nova Caledònia
<i>Dianella dentata</i> Schlittler	SE. Xina
<i>Dianella ensifolia</i> (L.) DC	S. Trop. Africa (Chimanimani Mts.) a Asia trop. i Subtrop.
<i>Dianella fruticans</i> R.J.F.Hend.	E. Queensland
<i>Dianella haematica</i> Heenan & de Lange	Nova Zelanda (Illa del Nord).
<i>Dianella incollata</i> R.J.F.Hend.	NE. Queensland
<i>Dianella intermedia</i> Endl.	Illa Norfolk
<i>Dianella javanica</i> (Blume) Kunth	De Malèsia a SW. Pacífic
<i>Dianella latissima</i> Heenan & de Lange	Nova Zelanda (Illa Nord)
<i>Dianella longifolia</i> R.Br.	N. i E. Austràlia
<i>Dianella monophylla</i> Hallier f.,	New Guinea
<i>Dianella nervosa</i> R.J.F.Hend.	E. Queensland a NE. Nova Gal·les del Sud
<i>Dianella nigra</i> Colenso,	Nova Zelanda
<i>Dianella odorata</i> Blume	C. Malèsia a N. Austràlia
<i>Dianella pavopennacea</i> R.J.F.Hend	N. Queensland
<i>Dianella pendula</i> Schlittler	Nova Caledònia (Illes Loyauté)
<i>Dianella plicata</i> Schlittler	Nova Caledònia
<i>Dianella porracea</i> (R.J.F.Hend.) Horsfall & G.W.Carr	De S. Queensland a NE. d'Austràlia del Sud
<i>Dianella prunina</i> R.J.F.Hend	SE. Nova Gal·les del Sud
<i>Dianella rara</i> R.Br	E. Queensland
<i>Dianella revoluta</i> R.Br.	E. i S. Austràlia
<i>Dianella saffordiana</i> Fosberg & Sachet,	Illes Mariannes
<i>Dianella sandwicensis</i> Hook. & Arn., B	Nova Caledònia, Illes Hawaii, Illes Marqueses
<i>Dianella serrulata</i> Hallier f	Nova Guinea a NE. Queensland
<i>Dianella stipitata</i> Schlittler	Nova Caledònia
<i>Dianella tarda</i> Horsfall & G.W.Carr	SE. Austràlia
<i>Dianella tasmanica</i> Hook.f.,	De SE. Nova Gal·les del Sud a Tasmània
<i>Dianella tenuissima</i> G.W.Carr,	Nova Gal·les del Sud

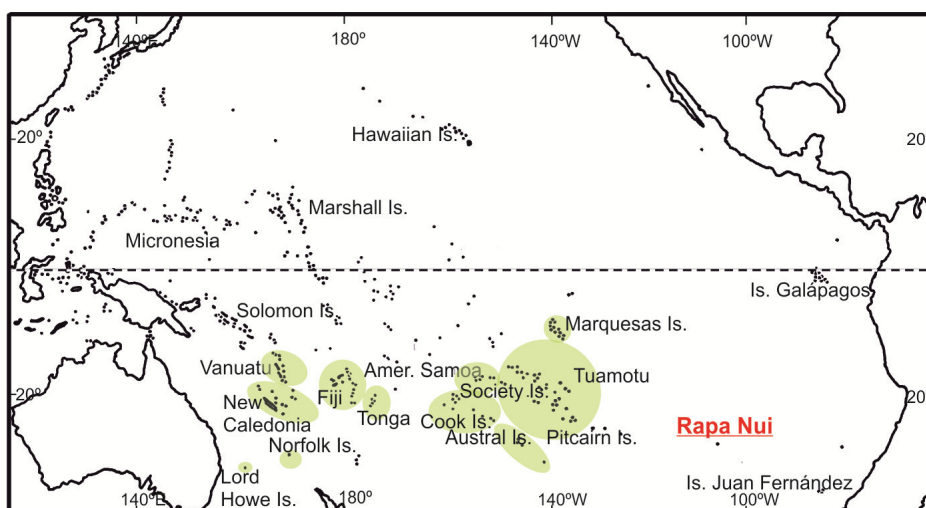


Figura 4.9. Distribució actual de *Dianella intermedia/adenanthera* al Pacífic (ombrejat en verd). Noteu que, amb la presència a l'Illa de Pasqua (Rapa Nui), l'àrea d'ocupació de la planta s'estén pràcticament per tot el cinturó tropical i subtropical de l'Oceà Pacífic Sud. Mapa modificat de Elix i McCarthy (2008).

Litològicament aquest interval amb *Dianella* està format per sediments torbosos bandejats i massius, marró-vermellosos (Sáez et al. 2009). L'anàlisi de microfòssils ha caracteritzat aquest interval per la presència de nombroses restes vegetatives de ciperàcies, i restes de fauna invertebrada com fragments d'àcars (del grup dels Oribàtids) i coleòpters (de la família dels cucurlionidae), entre d'altres. Aquests sediments han estat interpretats com a sediments acumulats durant el creixement de torberes, a principis de l'Holocè (veure l'apartat 4.2). Aquest hàbitat al cràter de Raraku s'hauria establert després d'una caiguda del nivell del llac a l'inici de l'Holocè, que va transformar el llac som present al final del Pleistocè en un pantà-tobera (Sàez et al. 2009). La gran concentració de llavors i pol·len de *Dianella* observats en el sediment, suggereix que aquesta planta formava part de la comunitat vegetal local de la torbera. Tot i que les *Dianella* sp. no són plantes estrictament d'hàbitats de torbera, se n'han observat sobretot en pantans, torberes ombrotòrfiques i altres torberes (Wardle 1991; Bell et al. 2012). Aquestes condicions podrien ser semblants a les existents als fons del cràter de Raraku durant la primera meitat de l'Holocè. D'altra banda, com hem exposat en l'apartat 4.1 d'aquesta discussió, l'anàlisi TWINSPAN i DISCRIM suggereix una estreta associació entre la presència de llavors de *Dianella* (identificat inicialment en l'estudi microfòssil com IBB-111) i condicions de torbera (terrenys saturats d'aigua però sense aigua lliure), podent ser un bon indicador d'aquestes condicions. Aquest cal que sigui testat en altres anàlisis paleoecològiques.

La desaparició de la *Dianella* a 5,4 cal ka coincideix amb altres canvis en el registre, que semblen indicar un augment lleuger del nivell de l'aigua o condicions més humides (com hem vist en l'apartat 4.2), suggerint que la desaparició local al llac Raraku pot estar motivada per causes climàtiques o ecològiques (fig. 4.2). Tanmateix, això no implica la seva desaparició de l'illa en aquesta data. És possible que la planta pogués créixer en els marges del llac o en altres zones de l'illa, ja que el sediment del llac no registra tota la diversitat de l'illa. Moltes espècies de *Dianella* són resistents i poden sobreviure en ambients extrems, creixent en molts hàbitats incloent penya-segats i ambients rocosos. Per tant, no es pot descartar la continuïtat de *Dianella* en altres indrets. Calen més estudis per aclarir el moment d'extirpació d'aquesta espècie a l'illa i les causes finals d'aquesta desaparició.

#### 4.6. Forces motrius i taxa de canvi en la vegetació

Com s'ha descrit anteriorment, el treball realitzat en aquesta tesi doctoral mostra canvis de vegetació importants, i alguns d'ells ràpids, en els darrers 34 cal ka BP, relacionats amb canvis climàtics, el rebliment sedimentari del llac Raraku i, en els darrers mil·lennis, les activitats humanes (fig. 4.10). Aquestes forces actuen simultàniament produint efectes sinèrgics i canvis complexos. Si bé molts estudis

han mostrat un paper destacat de l'home, causant canvis abruptes en els darrers mil·lennis (p.ex. Flenley et al. 1991; Flenley 1993, 1996; Mann et al. 2008; Butler i Flenley 2010), el nostre estudi a llarg termini, englobant la variabilitat climàtica i ecològica dels darrers 34000 anys, mostra com les variacions climàtiques i el reblliment del llac també han produït canvis de magnitud i rapidesa similars. Per tant l'efecte del clima durant el període de presència humana no pot ser menyspreat, i probablement també ha estat important en els canvis de vegetació.

### Canvis climàtics

La bona correlació observada en general entre els canvis pol·línics i les dades paleoclimàtiques obtingudes a partir del registre sedimentari i geoquímic del mateix testimoni sedimentari, suggereixen que el clima ha estat directa o indirectament un dels principals motors de canvis de vegetació al voltant del llac Raraku. D'altra banda aquests canvis climàtics semblen estar en concordança amb els canvis climàtics inferits a nivell regional.

Per exemple, durant el període glacial s'observen canvis molt importants com l'abrupte declivi de *Coprosma* el c. 31,9 cal ka BP, que pràcticament desapareix del registre, i l'augment de *Sophora*, gramínies i Asteràcies en detriment de les palmeres entre el c. 31,9-17 cal ka BP, possiblement per condicions més fredes i humides a l'illa (Sáez et al. 2009; Margalef et al. 2013). Més tard, climes més càlids i probablement més secs van afavorir l'expansió de palmeres i *Triumfetta* durant la desglaciació. El treball també ha mostrat una possible resposta de la vegetació a canvis climàtics ràpids, com els esdeveniments Heinrich i el YD. Tot i que no s'ha observat senyal paleoclimàtic clar en el registre geoquímic i sedimentari, l'estudi mostra certs canvis en el registre pol·línic coincidint amb aquests períodes o amb un cert decalatge. Per exemple, s'observa un augment de *Sophora* i una disminució de gramínies i asteràcies durant el YD. D'altra banda s'observa una disminució de les palmeres al voltant d'un mil·lenni després dels esdeveniments Heinrich. Són necessaris més estudis per confirmar aquestes respostes.

Els canvis climàtics també han influenciat el procés de terrestralització i la successió vegetal a la torbera durant l'Holocè, així com en el retorn posterior a condicions de llac poc profund. La importància de les condicions hidrològiques (i conseqüentment el clima) en la successió de les plantes en torberes al llarg del temps ha estat demostrat en molts treballs (Koning 2005; Svitok et al. 2011; Ireland et al. 2012).

Més recentment, els hiats sedimentaris observats al final de l'Holocè també són resultat de canvis climàtics, concretament de fases seques que haurien portat a una disminució considerable del nivell d'aigua o fins i tot l'assecamment del llac, limitant el creixement i l'acumulació de torba i afavorint la seva erosió, com s'ha interpretat en altres treballs (Mann et al. 2008; Sáez et al. 2009). Per exemple el hiatus identificat entre el AD 500-AD 1200 coincideix aproximadament amb l'Anomalia Climàtica Medieval (c. segle IX-XIV), on condicions més càlides i seques han estat suggerides per la conca del Pacífic (Nunn 2007; Nunn i Britton 2001). El retorn a les condicions de llac podrien estar associades a l'esdeveniment AD 1300 descrit per Nunn a la conca del Pacífic com un període ràpid de refredament i condicions més humides, relacionat amb l'augment de la freqüència del fenomen de El Niño (Nunn 2000, 2007; Nunn i Britton 2001). Per la seva banda el hiatus més modern (~AD 1570 - AD 1720) podria relacionar-se amb fases de sequera durant la Petita Edat de Gel (Nunn 2000, 2007). Aquests fenòmens climàtics probablement haurien contribuït a la disminució de les palmeres, directament evitant i limitant el seu creixement, o indirectament afectant als sòls i/o afavorint els incendis. Per exemple, el segon declivi de les palmeres té lloc poc després d'un hiatus sedimentari, suggerint una possible influència climàtica. Tanmateix, el declivi es produeix en la transició a majors nivells d'aigua (indicat per les diatomees, la composició geoquímica i la litològica) i és acompanyat d'increments de carbons, el que suggereix una pertorbació antròpica important. No obstant podria ser provocat per una combinació de factors climàtics i antropogènics, amb els climes més secs disminuint els recursos naturals i produint afectes d'intensificació de l'explotació dels boscos i crema local. Les altres dues disminucions de palmera es van produir sense evidències d'un canvi climàtic significatiu. La primera es va produir en una fase de baix nivell d'aigua i condicions de torbera, amb un lleuger senyal de major humitat. L'última es produeix en condicions més humides sense senyals de canvis climàtics. Les condicions possiblement seques durant la petita edat de gel evidenciades per l'últim hiat sedimentari no sembla haver afectat significativament la vegetació.

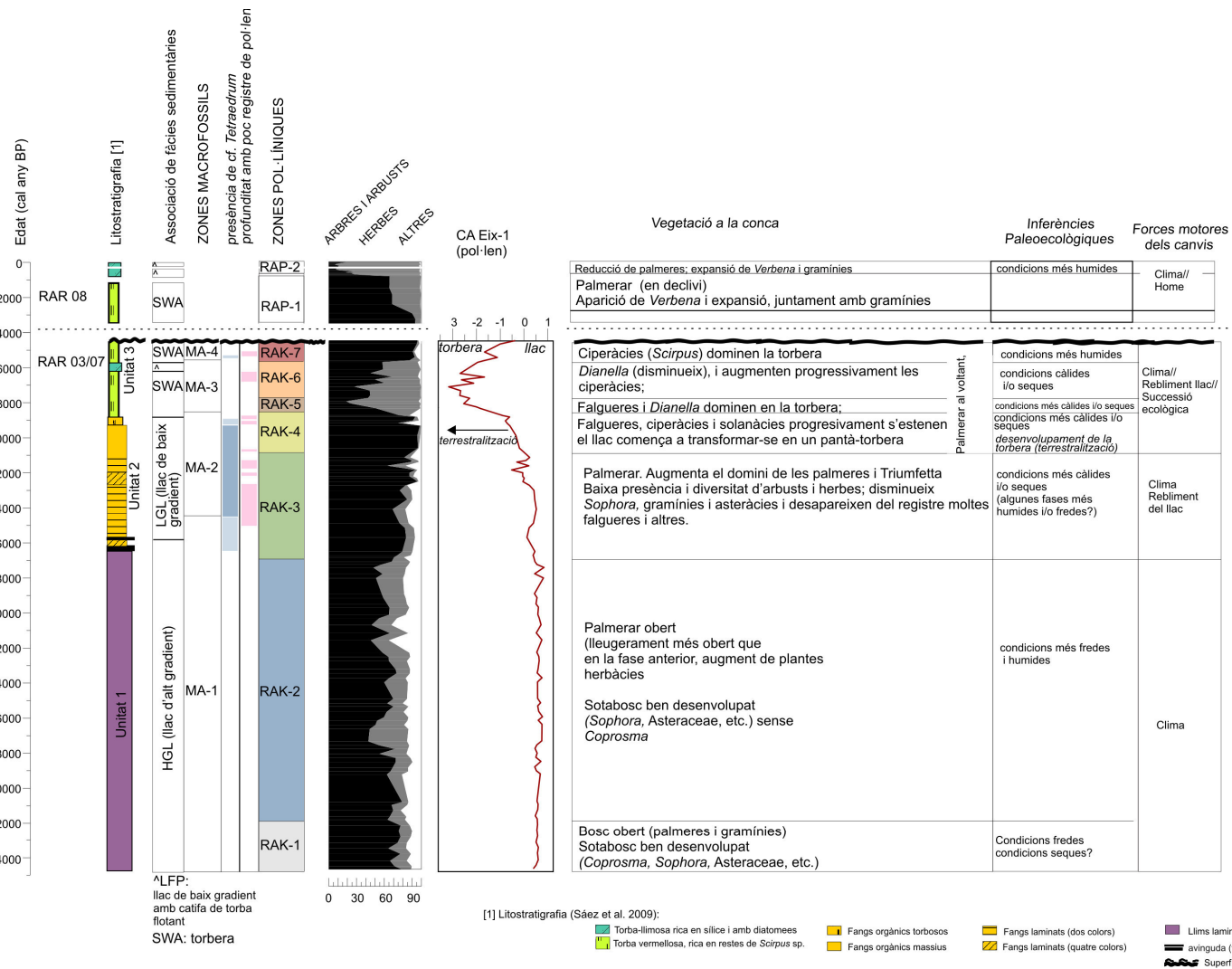


Figura 4.10. Resum de les interpretacions dels canvis de vegetació i altres canvis ambientals pels darrers 34 cal ka BP, i compilació dels principals canvis observats en els testimonis RAR 03/07 pels 34-4,5 cal ka BP i RAR 08 pels últims 3,7 cal ka BP. Els espais en blanc en litologia, ambient sedimentari i dades pol·líniques representen hiats sedimentaris.

### Efecte del rebliment sedimentari del llac

Factors geològics locals com la mida i la forma del llac també han tingut un paper important en els canvis de vegetació i en el funcionament del llac. En aquest sentit, la morfologia de la conca i les seves modificacions, controlades pel procés de rebliment sedimentari (i en part també pel clima) han contribuït a assolir nivells llindars per l'establiment de certes espècies. Així, la disminució del nivell del llac i vessants amb menys pendent van permetre el creixement d'un cinturó vegetal palustre litoral, i va portar a una major productivitat del llac. Posteriorment, nivells més baixos del llac, pel continu rebliment sedimentari i la conseqüent expansió de l'àrea ocupada pel llac, junt amb climes més càlids i secs, va facilitar l'expansió de plantes emergents i la colonització del llac per aquestes plantes, convertint-se en torbera. D'altra banda, els llindars ecològics de les plantes i la seva capacitat de colonització, establiment i competència han tingut un paper rellevant en la successió relativament ràpida de les espècies vegetals, tot i que aquestes es veuen limitades en última instància pel clima. No obstant també intervenen mecanismes autògens, com l'acumulació de torba facilitada per les plantes emergents envaint el llac, contribuint a la disminució local de la profunditat del llac i facilitant la invasió per part d'altres plantes.

### Efecte de les activitats humanes

Les activitats humanes també han tingut un paper destacat en els canvis de vegetació en els darrers mil·lennis. En aquest sentit els resultats obtinguts mostren un probable paper actiu de l'home en la desforestació i disminució de les palmeres, i la conseqüent expansió de plantes herbàcies. L'increment de carbons, amb gran correlació amb aquests canvis, suggereix que les cremes estan relacionades amb el procés de desforestació. No obstant, com ja hem comentat, probablement els canvis climàtics, com els períodes de sequera i la gran variabilitat de l'Holocè, van contribuir a aquesta desforestació.

En els darrers dos segles s'observen altres canvis florístics i de vegetació amb la introducció de plantes exòtiques com per exemple l'eucaliptus o el guaiaber (*Psidium guajava*), relacionades amb la presència humana. També s'observa la desaparició de plantes natives com *Sophora*. L'última aparició d'aquesta planta en el registre coincideix amb l'inici de l'exploració de l'illa com a granja d'ovelles (Porteous 1978; Mieth i Bork 2005). Aquesta activitat durant el final del segle XIX i al llarg del segle XX segurament va portar, o si més no contribuir, a la degradació del paisatge (Porteous 1978, Mieth i Bork 2005), i podria haver contribuït en la desaparició de la *Sophora* del seu medi natural.

### **4.7. Treballs futurs**

La investigació duta a terme en el context de la tesi doctoral ha aportat informació paleoecològica rellevant, a la vegada que s'han obtingut noves hipòtesis i plantejat noves incerteses a explorar en estudis futurs. En aquest sentit, com ja s'ha comentat al llarg d'aquesta discussió, són necessaris més estudis paleoecològics a alta resolució per tal de confirmar les possibles respostes a esdeveniments com el YD i els Heinrich identificats en aquest treball, així com per comprovar el poder indicador de les restes biològiques trobades. Un altre punt essencial és millorar la identificació de les restes biològiques. En aquest sentit convenen més estudis sobre la biota i els seus requeriments ecològics, així com elaborar àmplies col·leccions de referència de material biològic com ara grans de pol·len, espores, llavors, i altres restes biològiques, incorporant la biota de l'illa però també d'àrees properes. D'altra banda un tema encara no del tot resolt és la presència humana al voltant del c. 450 BC. És necessiten nous estudis, que utilitzin altres indicadors de presència humana per corroborar aquesta hipòtesi. Entre els possibles indicadors hi trobem biomarcadors lipídics fecals com els 5 $\beta$ -estanols i compostos derivats de la seva degradació (coprostanol, etc.) que es troben en grans concentracions en les femtes d'humans i bestiar (ex. Bull et al. 2002; D'Anjou et al. 2012), i poden proporcionar una evidència indiscutible de la presència antròpica. En aquesta línia també cal explorar la possible arribada de poblacions ameríndies. La integració dels resultats i informacions provinents d'altres disciplines com l'arqueologia, l'antropologia, l'edafologia, etc. pot ser molt enriquidora en aquest sentit (Rull et al. 2013).

L'estudi d'altres proxis o indicadors al sediments lacustres, com els palinomorfs no pol·línics, la isotopia d'oxigen a la cel·lulosa, els pigments, el ADN, i molts d'altres, pot aportar nova informació paleoecològica sobre la història ambiental de l'Illa de Pasqua. Per exemple, l'estudi del ADN preservat en els sediments pot constituir una poderosa eina per identificar i caracteritzar més acuradament la flora i la fauna present a l'illa en temps remots. Diversos estudis han informat de l'extracció i identificació de ADN antic a partir de sediments congelats i no congelats a partir d'aquesta tècnica desenvolupada recentment (ex. Willerslev et al. 2003; Gugerli et al. 2005; Matisoo-Smith et al. 2008; Anderson-Carpente et al. 2011). En aquesta línia s'han realitzat algunes proves sobre sediments del llac Raraku que han donat resultats esperançadors, ja que s'ha aconseguit extreure ADN dels sediments, tot i que fins ara no s'ha aconseguit amplificar-lo per la seva identificació.

Una altres de les possibles vies per aprofundir en la paleoecologia de l'Illa de Pasqua és ampliar la informació referent a la producció, preservació i representativitat de la vegetació, etc. de les diferents restes observades en els testimonis sedimentaris, fet que permetria millorar les interpretacions del registres. En aquest sentit, si bé com s'ha exposat en diversos estudis no és possible l'obtenció d'anàlegs moderns de la vegetació del passat a l'illa (Flenley et al. 1991), la comparació amb estudis de sedimentació actual en illes properes pot constituir una aproximació raonable (Rull et al. 2010b). D'altra banda, els estudis de sedimentació de pol·len local a l'illa, de producció de pol·len i dispersió, sí que poden aportar certa informació útil en la reconstrucció de les condicions ambientals. Aquests estudis poden aportar eines per caracteritzar i diferenciar, per exemple, el pol·len d'origen local del regional, i avaluar possibles escenaris de vegetació, com per exemple grans extensions de boscos de palmera o mosaic de boscos-vegetació herbàcia, etc. El desenvolupament de models amb la inclusió de paràmetres com la productivitat de pol·len, l'àrea font, etc., així com models relacionant les espècies amb paràmetres climàtics pot ajudar a la reconstrucció ambiental. En aquesta línia, estudis multiparamètrics a alta resolució en altres llocs de l'illa, com al llac Kao o la torbera de Rano Aroi, i la correlació entre ells són necessaris per millorar el coneixement paleoecològic general de l'illa, amb la identificació de diferents hàbitats i les seves peculiaritats, i així diferenciar tendències locals de tendències generals. Finalment, també seria interessant obtenir successions més llargues, on es pugui observar l'efecte de més fases glacials-interglacials, i comparar-ho amb registres marins.





## **CONCLUSIONS**

*"Bé he de suportar dues o tres erugues si vull conèixer les papallones"*

*Antoine de Saint-Exupéry; Le petit prince*



## 5. Conclusions

The multiproxy approach used in this research has been essential for elucidating and characterizing environmental shifts and vegetation dynamics at the Lake Raraku surroundings in the last 34 cal ka BP. In addition, the study contributes new information about human settlement on the island and native flora. The main conclusions from this dissertation are summarized thereafter:

### 5.1. Reconstruction of past vegetation and environmental conditions since late Last Glacial

- *Environmental-sedimentary phases*: In general, macrofossil stratigraphy matches well with sedimentary units described in previous works and some geochemical parameters, which indicates their influence in the taphonomic and stratigraphic patterns of macrofossil remains. The combination of sedimentary facies, macrofossil, and geochemical data have characterised five main paleoenvironmental phases during the last 34 cal ka BP: (a) a high-gradient lake during the last glacial period, (b) a low-gradient lake during the deglaciation, (c) and (d) two different mire environments during most of the Holocene, one dominated by *Cyperus* and the other by *Scirpus*, and (e) a shallow lake with littoral palustrine zones and floating peat mats in the recent late Holocene.
- *Vegetation phases*: Pollen results, combined with plant macrofossil data, have recognised seven main phases of vegetation dynamics between 34.7-4.5 cal ka BP and five from 3.7 cal ka BP to the present.
- Combining both data, the environmental shifts identified and the vegetation responses have been the following:

#### **Last Glacial (34.7-17 cal ka BP):**

- During the Last Glacial time the deep lake Raraku (high-gradient lake) was surrounded by an open palm grove with a diverse understorey with mainly *Sophora*, *Triumfetta*, Asteraceae, abundant grasses and ferns. From 34.7-31.9 cal ka BP the shrub stratum was characterized by *Coprosma* as well. From 31-17 cal ka BP, cooler and/or wetter climate conditions led to the increase of Poaceae, *Sophora* and Asteraceae and a decrease in palms, *Triumfetta* and, especially, *Coprosma*.
- The large abundance of terrestrial remains, such as the likely plant trichomes (IBB-65), lichens and mosses, characterises the macrofossil record during the late Last Glacial. They are associated with higher ms, Ti and Fe values, being potential indicators of high run-off in the basin catchment including both organic and mineral particle lake inputs.

#### **Deglaciation (c. 17 - c. 10.8 cal ka BP):**

- The sedimentary infilling of the lake and a warmer and probably drier climate led both to low-gradient lake conditions and shallower waters during deglaciation. These conditions favoured the presence of large abundances of algae cf. *Tetraedrum* in the lake, and the increase of lake productivity. Thus the lake evolved probably into an eutrophic system. The low lake levels also promoted the growth of a littoral vegetation belt.

- Solanaceae seeds and cladocera remains observed during this period are linked to increased values of TN and TC, and low Ti, Fe and  $\delta^{13}\text{C}$ , likely indicating a low ratio of erosion in the catchment, raised lake productivity and the development of a littoral vegetation belt.

- A warmer and/or drier climate favoured the increase in the dominance of palms and *Triumfetta* in the canopy and the decrease in several shrubs and herbs such as *Sophora*, Asteraceae, Poaceae and ferns. A possible imprint of the Younger Dryas period has been observed in the record, with a slight increase in *Sophora* and a decrease in Asteraceae and Poaceae from c. 13.2-11.8 cal ka BP, roughly coinciding with YD-chron. Further research is needed to corroborate this fact.

### Early - mid Holocene (10.8 cal ka BP to 4.5 cal ka BP)

- During the early to mid Holocene, the shallow lake was progressively transformed into a mire, which triggered a plant succession colonizing the mire. This process was the consequence of both lake sedimentary infilling (which expanded the basin area) and a warmer and/or drier climate (lower precipitation and higher evaporation). The plant succession was driven by the species ability of establishment and growth, their ecological requirements, and the facilitation processes between plants, all constrained by climatic factors at the same time. According to pollen and macrofossil data, the first phase was dominated by Cyperaceae (mainly *Scirpus*) and ferns (10.8-8.6 cal ka BP), followed by a period with large abundance of ferns, *Dianella* and Cyperaceae *Cyperus*-type (8.6-7.8 cal ka BP) and finally dominance of *Dianella* (7.8-5.6 cal ka BP). At c. 7 cal ka BP *Dianella* started to decrease and was replaced by Cyperaceae (mainly *Scirpus*, according to the high abundance of these seed) after c. 5.6 (5.6-4.5 cal ka BP).

- Abundant seeds of Cyperaceae together with oribatid mites, other animal remains (such as coleopteran remains), and *Dianella* seeds are related to mire conditions and  $\delta^{15}\text{N}$  occurred from 8.6-5.6 cal ka BP, and could be indicators of a mire environment linked to anoxic conditions. This period coincides with a warmer and drier climate, compared to the deglaciation stage, inferred regionally during the early-mid Holocene.

- The rise of Cyperaceae (mainly *Scirpus*-type) around 5.6 ca ka BP was likely a result of wetter conditions, observed by other changes in the record, such as lower values of C/N and  $\delta^{13}\text{C}$ , increased ms, and lower abundances of oribatids mites and animal remains, which characterise the mire sediment between 5.6 to 4.5 cal ka BP.

### Late Holocene (3.7 cal ka BP to present)

- Between c. 3.7-c. 2.4 ka BP (c. 1790-c. 450 BC) the mire at the bottom of the Raraku crater was surrounded by vegetation dominated by palms. The dominance of benthic diatoms with aerophilic affinity suggests ephemeral flooding conditions. On the other hand, the presence of aerophilic commonly dry subaerial taxa could indicate drought periods.

- At c. 2.4 cal ka BP (450 BC) palms started to decline at the expense of herbs (mainly poaceae and the weed *Verbena littoralis*), coinciding with a slight charcoal increase. These could indicate human presence on the island.

- The Raraku crater was flooded again at c. 750 cal ka BP (AD 1200) and resulted in a shallow lake. This suggests a higher precipitation/evaporation ratio that could match the AD 1300 event, a pan-Pacific phase of a more rapid cooling and wetter conditions than the Early-Mid Holocene. Abundant *Scirpus* seeds, together with *Plumatella* and chironomids, characterise late Holocene macrofossil samples and may indicate the presence of a shallow lake with a littoral palustrine zone and floating peat mats as in the present.

- A second step of vegetation clearance took place a little after c. 750 cal ka BP (AD 1200). Herbs became progressively dominant, coinciding with increases in fire incidence, which suggests an intensification of human impact. The geochemical and diatom record also suggests a higher erosion ratio in the lake catchment.
- From c. 475 cal ka BP to 75 cal ka BP (c. AD 1475 to c. AD 1875) the landscape was probably almost entirely dominated by herb communities, with abundant *Verbena*, and a few scattered palms. The highest frequency of burning is observed during this period.
- Since c. 75 cal ka BP (AD 1875), grass communities have proliferated and several allochthonous plants have been introduced and spread.
- Some drought phases have been identified by sedimentary hiatuses. The sedimentary gap between 1450 cal ka and 750 cal ka BP (c. AD 500 to c. AD 1650) could be related to some dry phases during the Medieval Climatic Anomaly, and the hiatus between 380 cal ka BP – 230 cal ka BP (c. AD 1570 - c. AD 1720) to drought events during the Little Ice Age.
- In contrast to the commonly accepted scenario of catastrophic deforestation, the results show that replacement of the palm-dominated vegetation by herb-dominant communities was a long, gradual and stepped process. The sudden palm replacement observed in other works was probably a consequence of a long hiatus found in sedimentary cores, which has been notably reduced in this research.

## 5.2. Main drivers of vegetation change at Lake Raraku

- The vegetation in the Lake Raraku source area and in the lake sedimentary basin has undergone several shifts since the late Last Glacial period. Climate changes and bottom lake morphological variations due to sedimentary infilling processes were the main driving forces responsible for these changes between 34 to 4.5 cal ka BP. In the last 2.4 cal ka BP, human activities have probably brought significant environmental and vegetation changes as well, superposed to climate and geological effects.
- Long-term climate changes (multi-millennial scale) have triggered variations in vegetation composition such as the opening of the vegetation with the increase of Poaceae and *Sophora* during the last glacial maximum, the expansion of the palm grove with *Triumfetta* during the last deglaciation, and the influence of plant succession in the mire. The results show that rapid climate changes (at millennial scale) such as Heinrich-events and Younger Dryas led to slight vegetation variations, although the recorded imprints of these events are less conspicuous. These climatic events are mainly noticed in the Northern Hemisphere. The results of this study support a more widespread (global) influence of these rapid climatic events, including the South Pacific region.
- The change of the lake's morphology from high- to low-gradient, mainly controlled by basin sedimentary infilling, jointly with climate conditions, has influenced the lake's dynamics and vegetation. Especially, it has contributed to overcoming thresholds that can bring major changes in the vegetation, such as the establishment of a shallow littoral vegetation belt and the development of a mire and its vegetation.
- Human activities have a relevant role during the last 2.4 cal ka BP together with climate. The expansion of the weed *Verbena littoralis* coeval to the palm demise, jointly with notable increases in charcoal, suggests a relationship between human activities and landscape modification. The significant correlation of herbs and increased charcoal values evidences that burning played a prominent role in shaping the landscape. Climatic changing conditions have possibly contributed to palm demise and landscape changes. Further studies on sedimentary cores from other sites of the island are warranted to ascertain whether the observed changes are local or more widespread across the Island. Human activities are also related to the disappearance of other native plants such

as the toromiro (*Sophora toromiro*) and the introduction of alien species such as eucalyptus (*Eucalyptus* sp.) and guayaba (*Psidium guajava*) during the last centuries.

- The study shows that both climate and lake infilling led to important vegetation changes, of a magnitude and rate similar to those occurred during the human settlement. Hence, their importance during the period of the human presence should not be underestimated, as it has been done in previous studies.

### 5.3. Inferences about human settlement

- The data suggest that human presence on Easter Island started at c. 450 years BC, significantly earlier (1500 years) than the commonly accepted date.

- The American origin of *V. littoralis* precludes the rejection of the possibility of an early American influence on Easter Island history. Further research is needed to corroborate this hypothesis.

### 5.4. Contribution to native flora

- The study has allowed us to identify a native plant of the island, previously unnoticed, the *Dianella* sp., most likely *D. intermedia/adenanthera*. This plant is nowadays extirpated from the island. The research demonstrates the usefulness of combined palynological and plant macrofossil studies of sediments in identifying native plants and former plants' distributions providing unequivocal evidences of past plant occurrence.

- *Dianella* cf. *intermedia/adenanthera*, was present during the early to mid Holocene (9.4-5.4 cal yr BP) in the Raraku record, likely linked to environmental conditions (mainly a low water table) that configured a mire. Its disappearance from the record was probably due to an increase in the water table. However this does not necessarily imply its extinction on the whole island.



## **BIBLIOGRAFIA**

*“Quan penso en tots els llibres que em queden per llegir, tinc la certesa de ser encara feliç”.*  
Jules Renard



---

## BIBLIOGRAFIA

Ackert, R.P., Becker, R.A., Singer, B.S., Kurz, M.D., Caffee, M.W., Mickelson, D.M. 2008. Patagonian Glacier Response During the Late Glacial-Holocene Transition. *Science* 321, 392-395.

Adams, J., Maslin, M., Thomas, E. 1999. Sudden climate transitions during the Quaternary. *Progress in Physical Geography* 23, 1-36.

Alcayaga, S., Narbona, M. 1970. Características hídricas de los suelos de la isla de Pascua. Publicación técnica nº1 1. Series 1970. CORFO. Santiago de Chile.

Alley, R.B. 2000. Ice-core evidence of abrupt climate changes. *PNAS* 97 (4), 1331-1334.

Alverson, K.D., Bradley, R.S., Pedersen, T.F. (eds.). 2003. *Paleoclimate, Global Change and the Future*, Springer, Berlin.

AMBAR, 2001. Estrategias y acciones para la conservación, uso y aprovechamiento sustentable de los recursos patrimoniales de Isla de Pascua. CORFO-FDI, MIDEPLAN-CONADI. Santiago.

Ancour, A-M., Bonnefille, R., Hillaire-Marcel, C. 1999. Sources and accumulation rates of organic carbon in an equatorial peat bog (Burundi, East Africa) during the Holocene: carbon isotope constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150, 179-189.

Anderson, A. 2001. No Meat on that beautiful shore: the prehistoric abandonment of subtropical Polynesian Islands. *International Journal of Osteoarchaeology* 11, 14-23.

Anderson, A. 2002. Faunal collapse, landscape change and settlement history in Remote Oceania. *World Archaeology* 33 (3), 375-790.

Anderson, N.J., Brodersen, K.P., Ryves, D.B., McGowan, S., Johansson, L.S., Jeppesen, E., Leng, M.J. 2008. Climate versus in-lake processes as controls on the development of community structure in a low-Arctic lake (South-West Greenland). *Ecosystems* 11, 307-324.

Anderson, R.F., Ali, S., Bradtmiller, L.I., Nielsen, S.H.H., Fleisher, M.Q., Anderson, B.E., Burckle, L.H. 2009. Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO<sub>2</sub>. *Science* 323, 1443-1448.

Anderson-Carpenter, L.L., McLachlan, J.S., Jackson, S.T., Kuch, M., Lumibao, C.Y., Poinar, H.N. 2011. Ancient DNA from lake sediments: Bridging the gap between paleoecology and genetics. *BMC Evolutionary Biology* 11, doi:10.1186/1471-2148-11-30

APG III. 2009. An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG III. *Botanical Journal of Linnean Society* 161, 105-121.

Arnold, M., Orliac, M., Valladas, H. 1990. Données nouvelles sur la disparition du palmier (cf. *Jubaea*) de l'île de Pâques. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 125, 217–219.

Arz, H. W., Pätzold, J., Wefer, G. 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off Northeastern Brazil. *Quaternary Research* 50, 157–166.

Athens, J.S. 2009. *Rattus exulans* and the catastrophic disappearance of Hawai'i's native lowland forest. *Biological Invasions* 11, 1489–1501.

Athens, J.S., Tuggle, H.D., Ward, J.V., Welch, D.J. 2002. Avifaunal extinctions, vegetation change, and Polynesian impacts in prehistoric Hawai'i. *Archaeology in Oceania* 37, 57–79.

Axford, Y., Briner, J.P., Cooke, C.A., Francis, D.R., Michelutti, N., Miller, G.H., Smol, J.P., Thomas, E.K., Wilson, C.R., Wolfe, A.P. 2009. Recent changes in a remote Arctic lake are unique within the past 200,000 years. *PNAS* 106, 18443–18446.

Azizi, G., Flenley, J.R. 2008. The last glacial maximum climatic conditions on Easter Island. *Quaternary International* 184, 166–176.

Baker, P.E., Buckley, F., Holland, J.G. 1974. Petrology and geochemistry of Easter Island. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44, 85–100.

Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the Past 25,000 years. *Science* 291, 640–643.

Baker, P. A., Rigsby, C. A., Seltzer, G. O., Fritz, S. C., Lowenstein, T. K., Bacher, N. P., Veliz, C. 2001b. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature* 409, 698–701.

Barthel, T.S. 1990. Wege durch die Nacht (Rongorongo-Studien auf dem Santiagostab). In: Esen-Baur, E.M. (ed.) *State and Perspectives of Scientific Research in Easter Island Culture*. Courier Forschungsinstitut Senckenberg 125. Frankfurt am Main: Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, pp. 73–112.

Battarbee, R.W. 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19, 107–124.

Battarbee, R.W., Jones, V.J., Flower, N.G., Cameron, N.G., Bennion, H., Carvalho, L., Juggins, S. 2001. Diatoms. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, vol. 3. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 155–202.

Bell, D.M., Hunter, J.T., Montgomery, L. 2012. Ephemeral wetlands of the Pilliga Outwash, northwest NSW. *Cunninghamia* 428 (12), 181–190.

Bennett, K.D. 1990. Milankovitch cycles and their effects on species in ecological and evolutionary time. *Paleobiology* 16 (1), 11–21.

Bennett, K.D. 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist* 132, 155–170.

Bennett, K.D. 2002. Documentation for Psimpoll 4.10 and Pscomb 1.03, C Programs for Plotting Pollen Diagrams and Analysing Pollen Data. Uppsala University.

- Bennett, K.D., Humpry, R.W. 1995. Analysis of late-glacial and Holocene rates of vegetational change at two sites in the British Isles. *Review of Palaeobotany and Palynology* 85, 263-287.
- Bennett, K.D., Willis, K.J. 2001. Pollen. In: Smol, J.P., Birks, H.J.H., Last, W.M. (eds). Tracking Environmental Change using Lake sediments. Volume 3. Terrestrial, Algal and Siliceous indicators. Kluwer, Dordrecht.
- Berthel, N., Schwörer, C., Tinner, W. 2012. Impact of Holocene climate changes on alpine and treeline vegetation at Sanetsch Pass, Bernese Alps, Switzerland. *Review of Palaeobotany and Palynology* 174, 91-100.
- Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V., Fagel, N. 2008. Climate variability of Southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *Journal of Paleolimnology* 39, 179-195.
- Binford, M.W., Deevey, E.S., Crisman, L. 1983. Paleolimnology: An historical perspective on lacustrine ecosystems. *Annual Review of Ecology and Systematics* 14, 255-286.
- Binford, M.W., Brenner, M., Whitmore, T.J., Higuera-Gundy, A., Deevey, E.S., Leyden, B. 1987. Ecosystems, paleoecology and human disturbance in subtropical and tropical america. *Quaternary Science Reviews* 6, 115-128.
- Birks, H.H. 1973. Modern macrofossil assemblages in lake sediments in Minnesota. In: Birks, H.J.B., West, R.G. (Eds.), *Quaternary Plant Ecology*. Blackwell, Oxford, pp. 173-189.
- Birks, H.H. 2001. Plant macrofossils. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.). *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, vol. 3. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 49-74.
- Birks, H.H. 2007. Plant macrofossil introduction. In: Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3. Elsevier, Amsterdam, pp. 2266-2288.
- Birks, H.H., Birks, H.J.B. 2000. Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. *Journal of Biogeography* 27, 31-35.
- Birks, H.J.B. 1995. Quantitative paleoenvironmental reconstructions in Maddy, D., Brew, J.S. *Statistical Modelling of Quaternary Science Data*. Technical Guide 5, Quaternary Research Association, Cambridge. pp. 161-254.
- Birks, H.J.B. 2012. Analysis of Stratigraphical data. In Birks, H.J.B., Lotter, A.F. Juggins, S., Smol, J. P. (eds). *Tracking Environmental Change Using lake Sediments*. Volum 5. Data handling and numerical techniques. Springer, Dordrecht. pp 355-378.
- Birks, H.J.B., Birks, H.H. 1980. *Quaternary Paleoecology*. The Blackburn Press. New Jersey.
- Birks, H.J.B., Heiri, O., Seppä, H., Bjune, A.E. 2010. Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on late-Quaternary biological proxies. *The Open Ecology Journal* 3, 68-110.
- Blaauw, M., Christen, J.A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis* 6, 457-474
- Blinnikov, M., Busacca, A., Whitlock, C. 2002. Reconstruction of the late Pleistocene glassland of the Columbia basin, Washington, USA, based on phytolith records in loess. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 177, 77-101.
- Blunier, T., Brook, E.J. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the Last Glacial period. *Science* 291, 109-112.

Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, B., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J., Chappellaz, J., Raynaud, D., Barnola, J.M. 1997. Timing of Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO<sub>2</sub> increase with respect to the younger Dryas event. *Geophysical Research Letters* 24, 2683-2686.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenorcal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajda, I., Bonani, G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257-1266.

Bork, H-R., Mieth, A. 2003. The key role of Jubaea palm in the history of Rapa Nui: a provocative interpretation. *Rapa Nui Journal* 17 (2), 119-122.

Boyle, E.A. 2000. Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transicions?. *Quaternary Science Reviews* 19, 255-272.

Boyle, J.F. 2001. Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In: Smol, J.P, Birks, H.J.H., Last, W.M. (eds). *Tracking Environmental Change using Lake sediments Vol. 2*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. pp. 83-142.

Bradley, R.S. 1999. *Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary* (2nd edition). Academic Press. San Diego.

Brown, A.G. 1999. Biodiversity and pollen analysis: modern pollen studies and the recent history of a floodplain woodland in S.W. Ireland. *Journal of Biogeography* 26, 19-32.

Bull, I.D., Lockheart, M.J., Elhmmali, M.M., Roberts, D.J., Evershed, R.P. 2002. The origin of faeces by means of biomarker detection. *Environment International* 27, 647-654.

Butaud, J.F. 2005. Inventaire floristique et definition des enjeux de conservation de l'Île de Pâques (Rapa Nui, Chili). ONF International-ONF Conosur, CONAF, Santiago de Xile.

Butaud, J.F. 2010. Gambier. Guide floristique. Direction De l'Environnement. Government of French Polynesia, Papeete, <http://www.environnement.pf/spip.php?article125> (última consulta: gener 2014)

Butler, K., Flenley, J.R. 2001. Further pollen evidence from Easter Island. In: Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.), *Pacific 2000, Proceedings of the Fifth International Conference on Easter Island and the Pacific*. The Easter Island Foundation. Bearsville Press, Los Osos. pp. 79-86.

Butler, K.R., Flenley, J.R. 2010. The Rano Kau 2 pollen diagram: paleoecology revealed. *Rapa Nui Journal* 24 (1), 5-10.

Butler, K., Prior, C.A., Flenley, J.R. 2004. Anomalous radiocarbon dates from Easter Island. *Radiocarbon* 46, 395-405.

Carter, L., Manighetti, B., Ganssen, G., Northcote, L. 2008. Southwest Pacific modulation of abrupt climate change during the Antarctic Cold Reversal-Younger Dryas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, 284-298.

Caseldine, C.J., McGarry, S.F., Baker, A., Hawkesworth, C., Smart, P.L. 2008. Late Quaternary speleothem pollen in the British Isle. *Journal of Quaternary Science* 23, 193 - 200.

Castro, S.A., Daehler, C.C., Silva, L., Torres-Santana, C.W., Reyes-Betancort, J.A., Atkinson, R., Jaramillo, P., Guezou, A., Jaksic, F.M. 2010. Floristic homogenization as a teleconnected trend in oceanic islands. *Diversity and Distributions* 16, 902-910.

Chapin, F., Stuart III, O., Sala, E., Huber-Sannwald, E. 2001. *Global Biodiversity in a Changing Environment*. Springer-Verlag Inc. New York.

- Chase, M. W., Reveal, J.L., Fay, M.F. 2009. A subfamilial classification for the expanded asparagalean families Amaryllidaceae, Asparagaceae and Xanthorrhoeaceae. *Botanical Journal of the Linnean Society* 161, 132-136.
- Christen, J.A., Pérez E., S. 2009. A New Robust Statistical Model for Radiocarbon Data. *Radiocarbon* 51 (3), 1047-1059.
- Cimadoribus, A.A., Drijfhout, S.S., Livina, V., van der Schrier, G. 2013. Dansgaard-Oeschger events: bifurcation points in the climate system. *Climate of the Past* 9, 323-333.
- Clark, J.S. 1998. Why trees migrate so fast: confronting theory with dispersal biology and the paleorecord. *The American naturalist* 152, 204-224.
- Clark, J.S., Fastie, C., Hurtt, G., Jackson, S.T., Johnson, C., King, G.A., Lewis, M., Lynch, J., Pacala, S., Prentice, C., Schupp, E.W., Webb III, T., Wyckoff, P. 1998. Reid's paradox of rapid plant migration. *Bioscience* 48, 13-24.
- Clarke, A.C., Burtenshaw, M.K., McLenachan, P.A., Erickson, D.L., Smith, B.D., Penny, D. 2006. Reconstructing the origins and dispersal of the Polynesian bottle Gourd (*Lagenaria siceraria*). *Molecular Biology and Evolution* 23, 893-900.
- Clemens, S.C. 2005. Millennial-band climate spectrum resolved and linked to centenal-scale solar cycles. *Quaternary Science Reviews* 24, 521-531.
- Clement, A.C., Peterson, L.C. 2008. Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of Geophysics* 46, 1-39. DOI: 10.1029/2006RG000204
- Cohen, A.S. 2003. Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems. Oxford University Press, New York. 528 pp.
- Cole, K.L. 2009. Vegetation response to Early Holocene Warming as an analog for current and future changes. *Conservation Biology* 24, 29-37.
- CONAF, 1997. Plan de Manejo Parque Nacional Rapa Nui. Ministerio de Agricultura. Corporación Nacional Forestal. Unidad de gestion Patrimonio Silvestre. Santiago de Chile.
- Conroy, J.L., Overpeck, J. T., Cole, J. E., Shanahan, T. M., Steinitz-Kannan, M. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews* 27, 1166-1180.
- Cugny, C., Mazier, F., Galop, D. 2010. Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 391-408.
- Cummunigs, L.S. 1998. A review of recent pollen and phytolith studies from various contexts on Easter Island. In: Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.). Easter Island in Pacific context, South Seas Symposium. Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia. The Easter Island Foundation, Bearsville and Cloud Mountain Press, Los Osos, CA. pp. 100-106.
- D'Anjou R.M., Bradley R.S., Balascio N.L., Finkelstein D.B. 2012. Climate impacts on human settlement and agricultural activities in northern Norway revealed through sediment biogeochemistry. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 109, 20332-20337.
- Dai, A., Wigley, T. M. L. 2000. Global patterns of ENSO-induced precipitation. *Geophysical Research Letters* 27, 1283-1286.

Davis, M.B. 1981. Quaternary History and the stability of Forest communities. In: West, D.C., Shugart, H.H., Botkin, D.B. (eds). *Forest Succession*. Springer. New York. pp. 132-153.

Davis, M.B. 1983. Quaternary history of deciduous forest of Eastern North America and Europe. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 70, 550-563.

Delcourt, H.R., Delcourt, P.A. 1991. *Quaternary Ecology. A paleoecological perspective*. Chapman & Hall. London 242 pp.

Delcourt, H.R., Delcourt, P.A., Webb III, T. 1983. Dynamic plant ecology: the spectrum of vegetational change in space and time. *Quaternary Science Reviews* 1, 153-175.

Delhon, C., Orliac, C. 2007. The Vanished Palm Trees of Easter Island: New Radiocarbon and Phytolith Data. In: Wallin, P., Martinsson-Wallin, H. (eds). *The Gotland papers. Selected Papers from the VII International Conference on Easter Island and the Pacific: Migration, Identity, and Cultural Heritage*. Gotland University Press. Gotland. pp 97-110.

Denys, L. 1991. A check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. I. Introduction, ecological code and complete list. *Professional Paper Belgische Geologische Dienst* 246, 1-41.

Diamond, J. 2005. *Collapse. How Societies Choose to Fail or Survive*. Viking Allen Lane, London.

Dieffenbacher-Krall, A.C. 2007. Surface samples, taphonomy, representation. In: Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 2367-2374.

Dimbleby, G.W. 1985. *The palynology of archaeological sites*. Academic Press.

Dodson, J.R. 1998. Timing and response of vegetation change to Milankovitch forcing in temperate Australia and New Zealand. *Global and Planetary Change* 18, 161-174.

Donders, T.H., Wagner, F., Visscher, H. 2006. Late Pleistocene and Holocene subtropical vegetation dynamics recorded in perched lake deposits on Fraser Island, Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 417-439.

Dransfield, J., Flenley, J.R., King, S.M., Harkness, D.D., Rapu, S. 1984. A recently extinct palm from Easter Island. *Nature* 312, 750-752.

Dransfield, J., Uhl, N.W., Asmussen, C.B., Baker, W.J., Harley, M.M., Lewis, C.E. 2008. *Genera Palmarum. Evolution and Classification of the Palms*. Second edition. Kew Publishing, Royal Botanic Gardens, Kew.

Dubois, A., Lenne P., Nahoe E., Rauch M. 2013. *Plantas de Rapa Nui. Guía Ilustrada de la Flora de Interés Ecológico y Patrimonial*. Umanga mo te Natura, CONAF, ONF International, Santiago, 132 pp.

Dumont, H.J., Cocquyt, C., Fontugne, M., Arnold, M., Reyss, J.L., Bloemendal, J., Oldfield, F., Steenbergen, C.L.M., Korthals, H.J., Zeeb, B.A. 1998. The end of moai quarrying and its effect on Lake Rano Raraku, Easter Island. *Journal of Paleolimnology* 20, 409-422.

Edwards, T.L., Crucifix, M., Harrison, S.P. 2007. Using the past to constrain the future: how the paleorecord can improve estimates of global warming. *Progress in Physical Geography* 31(5), 481-500.

Elix, J.A., McCarthy, P.M. 2008. Checklist of Pacific Island Lichens. Australian Biological Resources Study, Canberra. Version 21. [http://www.anbg.gov.au/abrs/lichenlist/PACIFIC\\_introduction.html](http://www.anbg.gov.au/abrs/lichenlist/PACIFIC_introduction.html) (última consulta gener 2014).



- Elliot, W.R., Jones, D.L. (Eds) 1984. Encyclopaedia of Australian plants, suitable for cultivation. Vol. 3, Lothian Publishing Company, Melbourne.
- Ellis, E. C., Goldewijk, K.K., Siebert, S., Lightman, D., Ramankutty, N. 2010. Anthropogenic transformation of the biomes, 1700 to 2000. *Global Ecology and Biogeography* 19, 589-606.
- Ellison, J.C. 1994. Palaeo-lake and Swamp Stratigraphic Record of Holocene Vegetation and Sea-level Changes, Mangaia, Cook Islands. *Pacific Science* 48 (1), 1-15.
- EPICA community members. 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429, 623-628.
- EPICA community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195-198.
- Erickson, J.M. 1988. Fossil oribatid mites as tool for Quaternary paleoecologist: preservation quality, quantities, and taphonomy. *Bulletin of the Buffalo Society of Natural Sciences* 33, 206-227.
- Etienne, M., Michea, G., Díaz, E. 1982. Flora, vegetación y potencial pastoral de la Isla de Pascua. Boletín Técnico n° 47, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias, Veterinarias y Forestales, Santiago de Chile.
- Fægri, K., Iversen, J. 1989. Textbook of pollen analysis. IV Edition by Fægri, K., Kaland, P.E., Krzywinsky, K. The Blackburn Press, New Jersey. 328 pp.
- Finney, B. 1998. The Pacific Basin: An introduction. In: Woodward, D., Lewis, G.M. (eds). Volum TWO, Book Three. Cartography in the Traditional African, American, Arctic, Australian, and Pacific Societies. The University of Chicago Press Books. pp. 419-422.
- Fisher, S.R., Love, C.M. 1993. Rapanui: The Geological parameters. In: Fisher, S.R. (ed). Easter Island studies, contribution to the history of Rapanui in memory of William T. Mulloy. The Short Run Press. Exeter.
- Flenley, J.R. 1993. The present flora of Easter Island and its origin. In: Fisher, S.R. (ed). Easter Island studies, contribution to the history of Rapanui in memory of William T. Mulloy. The Short Run Press. Exeter.
- Flenley, J.R. 1993b. The palaeoecology of Easter Island, and its ecological disaster. In: Fischer, S.R. (Ed.), Easter Island Studies: Contribution to the History of Rapanui in Memory of William T. Mulloy. The Short Run Press, Oxbow, Oxford, pp. 27-45
- Flenley, J.R. 1996. Further evidence of vegetation change on Easter Island. *South Pacific Studies* 16 (2), 135-141.
- Flenley, J.R., Bahn, P. 2003. The Enigmas of Easter Island. Island on the Edge. Oxford University Press. New York.
- Flenley, J., Bahn, P. 2007. Conflicting views of Easter Island. *Rapa Nui Journal* 21 (1), 11-13.
- Flenley, J., Butler, K., Bahn, P. 2007. Respect versus contempt for evidence: Reply to Hunt and Lipo. *Rapa Nui Journal* 21, 98-104.
- Flenley, J.R., King, S.M. 1984. Late Quaternary pollen records from Easter Island. *Nature* 307 (5), 47-50.
- Flenley, J.R., King, A.S.M., Jackson, J., Chew, C., Teller, J.T., Prentice, M.E. 1991. The late Quaternary vegetational and climatic history of Easter Island. *Journal of Quaternary Science* 6 (2), 85-115.

Florence, J., Chevillotte, H., Ollier, C., Meyer, J.Y. 2007. Base de données botaniques Nadeaud de l'Herbier de la Polynésie française (PAP). <http://www.herbier-tahiti.pf> (última consulta, juny 2013)

Franklin, J., Keppel, G., Whistler, W.A. 2008. The vegetation and flora of Lakeba, Nayau and Aiwa Islands, Central Lau Group, Fiji. *Micronesica* 40 (1/2), 169–225.

Frigola, J.I. 2012. Variabilitat climàtica ràpida a la conca occidental del Mediterrani: registre sedimentològic. Memòria de Tesi doctoral. Dept. d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Universitat de Barcelona.

Fritz, S. 1996. Paleolimnological records of climate change in North America. *Limnology and Oceanography* 41(5), 882-889.

Fritz, S.C. 2008. Deciphering climatic history from lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 39, 5-16.

Gallego, L., Distel, R.A. 2004. Phytolith assemblages in grasses native to central Argentina. *Annals of Botany* 94, 865-874.

Gauch, H.G., Whittaker, R.H. 1981. Hierarchical classification of community data. *Journal of Ecology* 69, 537-557.

Geller, W. 1992. The temperature stratification and related characteristics of Chilean lakes in midsummer. *Aquatic Sciences* 54, 37-57.

Genz, J., Hunt, T.L. 2003. El Niño/Southern oscillation and Rapa Nui prehistory. *Rapa Nui Journal* 17, 7-14.

George, A.S. (Executive editor) 1987. Flora of Australia. Vol. 45. Hydatellaceae to Liliaceae. Australian Government Publishing Service. Canberra.

George, AS (Executive editor) 1994. Flora of Australia. Vol. 49. Oceanic Islands Australian Government Publishing Service. Canberra.

Gill, G.W. 1998. Easter Island settlement: current evidence and further research directions. In: Stevenson, C., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.), Easter Island in Pacific Context: South Seas Symposium. Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia. The Easter Island Foundation, Los Osos (CA), pp. 137-142.

Giralt, S., Moreno, A., Bao, R., Sáez, A., Prego, R., Valero-Garcés, B.L., Pueyo, J.J., González-Sampérez, P., Taberner, C. 2008. A statistical approach to disentangle environmental forcing in a lacustrine record: the Lago Chungará case (Chilean Altiplano). *Journal of Paleolimnology* 40, 195-215.

González-Ferran, O., Mazzuoli, R., Lahsen, A., 2004. Geología del Complejo Volcánico Isla de Pascua Rapa Nui. Centro de Estudios Volcanológicos (Ed.). Santiago-Chile. 1:30.000 Geol. map.

Grau, J. 1998. The Jubaea palm, key in the transportation of Moai on Easter Island. In Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.). Easter Island in Pacific Context. South Seas symposium. Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia. Easter Island Foundation. Los Osos. pp. 120–124.

Grau, J. 2001. More about Jubaea chilensis on Easter Island. In: Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.). Pacific 2000: Proceedings of the Fifth International Conference on Easter Island and the Pacific. Easter Island Foundation. Los Osos. pp. 87–90.

Green, R.C. 2005. Sweet potato transfers in Polynesian prehistory. In: Ballard, C., Brown, P., Bourke, R.M., Harwood, T. (Eds.), The Sweet Potato in Oceania: a Reappraisal. Oceania Monographs. Sydney. pp. 43-62.

- Greenwood, D.R. 1991. The taphonomy of plant macrofossils. In: Donovan, S.K. (Ed.), *The Processes of Fossilization*. Belhaven Press, London, pp. 141-169.
- Grimm, E.C., Donovan, J.J., Brown, K.J. 2011. A high-resolution record of climate variability and landscape response from Kettle Lake, northern Great Plains, North America. *Quaternary Science Reviews* 30, 2626-2650.
- Grimm, E.C., Jacobson, G.L., Watts, W.A., Hansen, B.C.S., Maasch, K.A. 1993. A 50,000-year record of climate oscillations from Florida and its Temporal Correlation with the Heinrich Events. *Science* 261, 198-200.
- Grosjean, M., Santoro, C.M., Thompson, L.G., Nuñez, L., Standen, V.G. 2007. Mid-Holocene climate and culture change in the South Central Andes. In: Anderson, D.G., Maasch, K.A., Sandweiss, D.H. (ed). *Climate Change and Cultural Dynamics: A Global Perspective on Mid-Holocene Transitions*. Academic Press Elsevier, Amsterdam.
- Gugerli, F., Parducci, L., Petit, R.J. 2005. Ancient plant DNA: review and prospects. *New Phytologist* 166, 409-418.
- Gurley R. E., Liller, W. 1997. Palm Trees, Mana, and the Moving of the Moai. *Rapa Nui Journal* 11 (2), 82-84.
- Hagelberg, E., Quevedo, S., Turbon, D., Clegg, J.B. 1994. DNA from ancient Easter Islanders. *Nature* 369, 25-26.
- Hansen, B.C.S. 1995. Conifer stomate analysis as a paleoecological tool: an example from the Hudson Bay Lowlands. *Canadian Journal of Botany* 73(2), 244-252.
- Harrison, S.P., Sanchez Goñi, M.F. 2010. Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews* 29, 2957-2980.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308 .
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequence of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Hemming, S.R. 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42, RG1005. DOI: 10.1029/2003RG000128
- Hernández, A., Bao, R., Giralt, S., Sáez, A., Leng, M.J., Baker, P.A., Kendrick, C.P., Sloane, H.J. 2013. Climate, catchment runoff and limnological drivers of carbon and oxygen isotope composition of diatom frustules from the central Andean Altiplano during the Lateglacial and Early Holocene. *Quaternary Science Reviews* 66, 64-73.
- Herrera, C., Custodio, E. 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. *Hydrogeology Journal* 16, 1329-1348.
- Heusser, L.E., van de Geer, G. 1994. Direct correlations of terrestrial and marine paleoclimatic records from four Glacial-interglacial cycles- DSDP site 594 SouthWest Pacific. *Quaternary Science Reviews* 13, 273-282.

Heusser, C.J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. C. and Denton, C. H. 1996. Full-glacial-late-glacial palaeoclimate of the Southern Andes: evidence from pollen, beetle and glacial records. *Journal of Quaternary Science* 11, 173-184.

Heyerdahl, T., Ferdon, E.N. 1961. Archaeology of Easter Island: Reports of the Norwegian archaeological expedition to Easter Island and the East Pacific. Vol 1. Forum, Publishing House, Stockholm.

Hicks, S., Tinsley, H., Huusko, A., Jensen, C., Hättestrand, M., Gerasimides, A., Kvavadze, E. 2001. Some comments on spatial variation in arboreal pollen deposition: first records from the Pollen Monitoring Programme (PMP). *Review of Paleobotany and Palynology* 117, 183-194.

Hill, M.O. 1979. TWINSPLAN: a FORTRAN Program for Arranging Multivariate Data in an Ordered Two-way Table by Classification of Individuals and Attributes. Cornell University, Ithaca, New York, USA.

Hillyer, R., Valencia, B.G., Bush, M.B., Silman, M.R., Steinitz-Kannan, M. 2009. A 24,700-yr paleolimnological history from the Peruvian Andes. *Quaternary Research* 71, 714-82.

Hodson, M. J., Parker, A. G., Leng, M. J., Sloane, H. J. 2008. Silicon, oxygen and carbon isotope composition of wheat (*Triticum aestivum* L.) phytoliths: implications for palaeoecology and archaeology. *Journal of Quaternary Science* 23, 331-339.

Holloway, R.G., Bryant, V.M. 1986. New directions of palynology in ethnobiology. *Journal of Ethnobiology* 6, 47-65.

Hong, Y.T., Wang, Z.G., Jiang, H.B., Lin, Q.H., Hong, B., Zhu, Y.X., Wang, Y., Xu, L.S., Leng, X.T., Li, H.D. 2001. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a  $\delta^{13}\text{C}$  time series from peat cellulose. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 111-119.

Horrocks, M., Wozniak, J.A. 2008. Plant microfossil analysis reveals disturbed forest and a mixed-crop, dryland production system at Te Niu, Easter Island. *Journal of Archaeological Science* 35, 126-142.

Horrocks, M., Baisden, W.T., Flenley, J., Feek, D., González Nualart, L., Haoa-Cardinali, S., Edmunds Gorman, T. 2012. Fossil plant remains at Rano Raraku, Easter Island's statue quarry: evidence for past elevated lake level and ancient Polynesian agriculture. *Journal of Paleolimnology* 48 (4), 767-783.

Horrocks, M., Baisden, W.T., Nieuwoudt, M. K., Flenley, J., Feek, D., González Nualart, L., Haoa-Cardinali, S., Edmunds Gorman, T. 2012b. Microfossils of Polynesian cultigens in lake sediments cores from Rano Kau, Easter Island. *Journal of Paleolimnology* 47, 185-204.

Horrocks, M., Marra, M., Baisden, W.T., Flenley, J., Feek, D., González-Nualart, L., Haoa-Cardinali, S., Edmunds Gorman, T. 2013. Pollen, phytoliths, arthropods and high-resolution  $^{14}\text{C}$  sampling from Rano Kau, Easter Island: evidence for late Quaternary environments, ant (Formicidae) distributions and human activity. *Journal of Paleolimnology* 50, 417-432.

Houle, D., Richard, P.J.H., Ndzangou, S.O, Laflèche, M.R. 2012. Compositional vegetation changes and increased red spruce abundance during the Little Ice Age in sugar maple forest of north-eastern North America. *Plant Ecology* 213, 1027-1035.

Hua, Q., Barbetti, M. 2004. Review of tropospheric bomb  $^{14}\text{C}$  data for carbon cycle modeling and age calibration purposes. *Radiocarbon* 46 (3), 1273-1298.

Hulton, N., Sugden, D., Payne, A., Clapperton, C. 1994. Glacier Modeling and the Climate of Patagonia during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 42 (1), 1-19.

Hunt, T.L. 2007. Rethinking Easter Island's ecological catastrophe. *Journal of Archaeological Science* 34, 485-502.

- Hunt, T.L., Lipo, C.P. 2006. Late colonization of Easter Island. *Science* 311, 1603-1606.
- Hunt, T.L., Lipo, C.P. 2009. Revisiting Rapa Nui (Easter Island) "Ecocide". *Pacific Science* 63 (4), 601-616.
- Hunt, T.L., Lipo, C.P. 2010. Ecological Catastrophe, Collapse, and the Myth of "ecocide" on Rapa Nui (Easter Island) . In: McAnany, P.A., Yoffee, N. (eds). *Questioning collapse: Human resilience, ecological vulnerability and the aftermath of Empire*. Cambridge university Press. New York. pp 21-44.
- Hunt, T.L., Lipo, C. 2011. *The statues that walked. Unraveling the mystery of Easter Island*. Free press, New York.
- Hunter, J.T., Bell, D. 2007. Vegetation of montane bogs in East-flowing catchments of Northern New England, New South Wales. *Cunninghamia* 10, 77-92.
- Hunter-Anderson, R. 1998. Human vs. climatic impacts on Rapa Nui: did the Rapa Nui really cut down all those trees? In: Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.). *Easter Island in Pacific Context: South Seas Symposium Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia*. Easter Island Foundation, Los Osos, CA. pp. 85-99.
- Huntley, B., Birks, H.J.B. 1983. *An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13000 years ago*. Cambridge University Press.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R. 1993. On the structures and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography* 8 (6), 699-735.
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- IPCC, 2007. *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 pp.
- IPCC, 2013. *Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ireland, A.W, Booth, R., K., Hotchkiss, S.C., Schmitz, J.E. 2012. Drought as a Trigger for Rapid State Shifts in Kettle Ecosystems: Implications for Ecosystem Responses to Climate Change. *Wetlands* 32, 989–1000.
- Iriarte, J., Paz, E.A. 2009. Phytolith analysis of selected native plants and modern soils from southeastern Uruguay and its implications for paleoenvironmental and archeological reconstruction. *Quaternary international* 193, 99-123.
- Jackson, S.T. 1990. Pollen Source Area and representation in small lakes of the northeastern United States. *Review of Palaeobotany and Palynology* 63, 53-76.
- Jackson, S.T., Overpeck, J.T. 2000. Responses of plant populations and communities to environmental changes of the late Quaternary. *Paleobiology* 26, 194-220.

Jackson, S.T., Weng, C. 1999. Late Quaternary extinction of a tree species in eastern North America. *PNAS* 96, 13847-13852.

Janssen, C.R., Birks, H.J.B. 1994. Recurrent groups of pollen types in time. *Review of Palaeobotany and Palynology* 82, 165-173.

Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geys, M., Veit, H. 2002. Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160-170.

Jiménez-Moreno, G., Scott Anderson, R., Desprat, S., Grigg, L.D., Grimm, E.C., Heusser, L.E., Jacobs, B.F., López-Martínez, C., Whitlock, C.L., Willard, D.A. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from North America. *Quaternary Science Reviews* 29, 2865-2881.

Johansen, J.R. 2010. Diatoms of aerial habitats. In: Smol, J.P., Stoermer, E.F. (Eds.), *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 465-472.

Jongman, R.H.G., ter Braak, C.J.F., van Tongeren, O.F.R. (Eds.) 1995. *Data Analysis in Community and Landscape Ecology*. Cambridge University Press. 324 pp

Juggins, S. 2003. *C2 User Guide. Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation*. University of Newcastle.

Junk, C., Claussen, M. 2011. Simulated climate variability in the region of Rapa Nui during the last millenium. *Climate of the Past* 7, 579-586.

Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D. 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (ODP Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009. doi:10.1029/2005PA001146

Kaiser, J., Schefub, E., Lamy, F., Mohtadi, M., Hebbeln, D. 2008. Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews* 27, 2064–2075.

Kaplan, M.R., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Hulton, N.R.J., Kubik, P.W., Freeman, S.P.H.T. 2008. Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate. *Quaternary Science Reviews* 27, 284–294.

Karl, T.R., Trenberth, K.E. 2003. Modern Global Climate Change. *Science* 302, 1719-1723.

Kaushal, S., Binford, M.W. 1999. Relationship between C:N ratios of lake sediments, organic matter sources, and historical deforestation in Lake Pleasant, Massachusetts, USA. *Journal of Paleolimnology* 22, 439-442.

Kennett, D., Anderson, A., Prebble, M., Conte, E., Southon, J. 2006. Prehistoric human impacts on Rapa, French Polynesia. *Antiquity* 80, 340-354.

Kilian, R., Lamy, F. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49-55°S). *Quaternary Science Reviews* 53, 1-23.

Kim, J-H., Schneider, R.R., Hebbeln, D., Müller, P.J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21, 2085-2097.

Kirch, P.V. 1986. Rethinking East Polynesian Prehistory. *The Journal of the Polynesian Society* 95, 9-40.

- Kirch, P.V. 2009. Human impacts, pre-european. In: Gillespie, R.G., Clague, D.A., (eds). *Encyclopedia of Islands*. (Encyclopedias of the Natural World. nº2). University of California Press. Berkeley-Los Angeles-London. pp. 414-418.
- Kirch, P.V., Kahn, J.G. 2007. Advances in Polynesian Prehistory: A review and assessment of the past decade (1993-2004). *Journal of Archaeological Research* 15, 191-238.
- Kling, G.W. 2000. Aquatic ecology: A lake's life is not its own. *Nature* 408, 149-150.
- Kohfeld, K.E., Graham, R.M., de Boer, A.M., Sime, L.C., Wolff, E.W., Le Quéré, C., Bopp, L. 2013. Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: paleo-data synthesis. *Quaternary Science Reviews* 68, 76-95.
- Koning, C.O. 2005. Vegetation patterns resulting from spatial and temporal variability in hidrology, soils and trampling in an isolated basin marsh, New Hampshire, USA. *Wetlands* 25, (2), 239-251.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto Jr., T.M., Sachs, J.P. 2002. El Niño-Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature. *Science* 297, 226-230.
- Koutavas, A., DeMenocal, P.B., Lynch-Stieglitz, J. 2006. Holocene trends in tropical Pacific sea surface temperatures and the El Niño-Southern Oscillation. *PAGES* 13(3), 22-23.
- Ladefoged, T., Stevenson C., Vitousek, P., Chadwick O. 2005. Soil nutrient depletion and the collapse of Rapa Nui Society. *Rapa Nui Journal* 19(2), 100-105.
- Ladefoged, T.N., Stevenson, C.M., Haoa, S., Mulrooney, M., Puleston, C., Vitousek, P.M., Chadwick, O.A., 2010. Soil nutrient analysis of Rapa Nui gardening. *Archaeology in Oceania* 45, 80-85.
- Legendre, P., Birks, H.J.B. 2012. From classical to canonical ordination. In: Birks, H.J.B., Lotter, A.F. Juggins, S., Smol, J P. (eds). *Tracking Environmental Change Using lake Sediments*. Vol. 5 Data handling and numerical techniques. Springer, Dordrecht.
- Legendre, P., Birks, H.J.B. 2012b. Clustering and Partitioning. In Birks, H.J.B., Lotter, A.F. Juggins, S., Smol, J P. (eds). *Tracking Environmental Change Using lake Sediments*. Vol. 5 Data handling and numerical techniques. Springer, Dordrecht.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T. 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews* 21, 343-360.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G. 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 233-251.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G. 1999. High-resolution Marine Record of Climate Change in Mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research* 51, 83-93.
- Lamy, F., Klump, J., Hebbeln, D., Wefer, G. 2000. Late Quaternary rapid climate change in northern Chile. *Terra nova* 12 (1), 8-13.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., Wefer, G. 2001. Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 369-382.
- Lamy, F., Kaise, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H W., Stoner, J. 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian Ice sheet response. *Science* 304, 1959-1962

Lanner, R.M., van Devender, V. 1998. The recent history of pinyon pines in the American Southwest. In: Richardson, D. M. (ed.). *Ecology and biogeography of Pinus*. Cambridge University Press, Cambridge. pp 171-182.

Latorre, C., Betancourt, J. L., Arroyo, M.T.K. 2006. Late Quaternary vegetation and climate history of a perennial river canyon in the Río Salado basin (22°S) of Northern Chile. *Quaternary Research* 65, 450–466.

Lea, D.W., Pak, D.K., Belanger, C.L., Spero, H.J., Hall, M.A., Shackleton, N.J. 2006. Paleoclimate history of Galapagos surface waters over the last 135,000 yr. *Quaternary Science Reviews* 25, 1152–1167.

Leng, M. J. (ed.) 2005. *Isotopes in Palaeoenvironmental Research*. Chapter 4. Isotopes in lake sediments. Springer.

Lepofsky, D., Kirch, P.V., Lertzman, K.P. 1996. Stratigraphic and Paleobotanical Evidence for Prehistoric Human-Induced Environmental Disturbance on Mo'orea, French Polynesia. *Pacific Science* 50 (3), 253-273.

Les, J., Carretero, G., Uriarte, U. 2006. Expedición Rapa Nui (Isla de Pascua, Chile). *Euryale, Boletín de estudios espeleológicos* 1, 70-83.

Lie, B.A., Dupuy, B.M., Spurkland, A., Fernández-Viña, M.A., Hagelberg, E., Thorsby, E. 2007. Molecular genetic studies of natives on Easter island: evidence on an early European and Amerindian contribution to the Polynesian gene pool. *Tissue Antigens* 69 (1), 10-18.

Lorenzo, A. 2007. Isotopos estables en material orgánica y geoquímica elemental como indicadores de variaciones paleoambientales de los últimos 34.000 años en el registro lacustre de Rano Raraku (Isla de Pascua, Chile). Treball de màster.

MacAyeal, D.R. 1993. A low-order model of Heinrich event cycle. *Paleoceanography* 8 (6), 767-773.

MacDonald, G.M. 2001. Conifer stomata. In: Smol, J.P., Birks, H.J.H., Last, W.M. (eds). *Tracking Environmental Change using Lake sediments. Volume 3. Terrestrial, Algal and Siliceous indicators*. Kluwer academic publishers, Dordrecht.

MacIntyre, F. 2001. ENSO, climate variability, and the Rapa Nui, part II. *Oceanography and Rapa Nui. Rapa Nui Journal* 15, 83-94.

MacLachlan, J.S., Clark, J.S., Manos, P.S. 2005. Molecular indicators of tree migration capacity under rapid climate change. *Ecology* 86 (8), 2088-2098.

Maldonado, A., Villagrán, C. 2002. Paleoenvironmental changes in the Semiarid coastal of (~32°S) during the Last 6200 cal Years Inferred from a Swamp-Forest Pollen Record. *Quaternary Research* 58, 130-138.

Maldonado, A., Villagrán, C. 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66, 246-258.

Mann, M.E. 2002. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. In: MacCracken, M. C., Perry, J.S. (eds). *Encyclopedia of Global Environmental Change*. John Wiley & Sons, Ltd. Chichester.

Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K. 1999. Northern Hemisphere Temperatures during the Past Millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research letters* 26, 759-762.



- Mann, D., Edwards, J., Chase, J., Beck, W., Reanier, R., Mass, M., Finney, B., Loret, J. 2008. Drought, vegetation change, and human history on Rapa Nui (Isla de Pascua, Easter Island). *Quaternary Research* 69, 16-28.
- Margalef, O., Cañellas-Boltà, N., Pla-Rabes, S., Giralt, S., Pueyo, J.J., Joosten, H., Rull, V., Buchaca, T., Hernández, A., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Sáez, A. 2013. A 70,000 year multiproxy record of climatic and environmental change from Rano Aroi peatland (Easter Island). *Global and Planetary Change* 108, 72-84.
- Markgraf, V. 1989. Paleoclimates in Central and South America since 18000 BP based on pollen and lake-level records. *Quaternary Science Reviews* 8, 1-24.
- Martinsson-Wallin, H., Crockford, S.J. 2002. Early settlement of Rapa Nui (Easter Island). *Asian Perspectives* 40 (2), 244-278.
- Matisoo-Smith, E., Roberts, K., Welikala, N., Tannock, G., Chester, P., Feek, D., Flenley, J. 2008. Recovery of DNA and pollen from New Zealand lake sediments. *Quaternary International* 184, 139-149.
- Mauquoy, D., Hughes, P.D.M, van Geel, B. 2010. A protocol for plant macrofossil analysis of peat deposits. *Mires and Peat* 7, Article 6, 1-5.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Mazier, F., Galop, D., Brun, C., Buttler, A. 2006. Modern pollen assemblages from grazed vegetation in the western Pyrenees, France: a numerical tool for more precise reconstruction of past cultural landscapes. *The Holocene* 16, 91-103.
- McAnany, P.A., Yoffee, N. 2010. Questioning collapse: human resilience, ecological vulnerability and the aftermath of empire. Cambridge university Press. New York.
- McCall, G. 1993. Little Ice Age, some speculations for Rapanui. *Rapa Nui Journal* 7, 65-70.
- McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G., Reimer, P.J. 2004. SHCal04 Southern Hemisphere calibration 0-11.0 cal yr BP. *Radiocarbon* 46 (3), 1087-1092.
- McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, R.J., Sudgen, D.E., Clapperton, C.M. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science*, 15(4), 409-417.
- McCurrach, J.C. 1960. Palms of the world. Harper. New York.
- McGlone, M.S. 1989. The Polynesian Settlement of New Zealand in relation to environmental and biotic changes. *New Zealand Journal of Ecology* 12, 115-129.
- McGlone, M.S., Wilmschurst, J.M. 1999. Dating initial Maori environmental impact in New Zealand. *Quaternary International* 59, 5-16.
- McLaughlin, S. 2007. The complete Guide to Easter Island. Easter Island foundation, Los Osos, California
- McPhaden, M. J., Zebiak, S.E., Glantz, M.H. 2006. ENSO as an integrating concept in Earth Science. *Science* 314, 1740-1745.

McWethy, D.B., Whitlock, C., Wilmshurst, J.M., McGlone, M. S., Fromont, M., Li, X., Dieffenbacher-Krall, A., Hobbs, W.O., Fritz, S.C., Cook, E.R. 2010. Rapid landscape transformation in South Island, New Zealand, following initial Polynesian settlement. *PNAS* 107(50), 21343-21348.

Mehltreter, K., Walker, L.R., Sharpe, J.M. (eds). 2010. Fern ecology. Cambridge University Press, Cambridge.

Meyers, P.A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289-302.

Meyers, P. A., Lallier-Vergès, E. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21, 345-372.

Meyers, P.A., Terranes, J.L. 2001. Sediment organic matter. In: Last, W., Smol, J.P. (Eds.), *Physical and Geochemical Techniques. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, vol. 2. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp. 239-269.

Middleton, G.D. 2012. Nothing lasts forever: environmental discourses on the collapse of past societies. *Journal of Archaeological Research* 20, 257-307.

Mieth, A., Bork, H-R. 2003. Diminution and degradation of environmental resources by prehistoric land use on Poike peninsula, Easter Island (Rapa Nui). *Rapa Nui Journal* 17 (1), 34-41.

Mieth, A., Bork, H-R. 2005. History, origin and extent of soil erosion on Easter Island (Rapa Nui). *Catena* 63, 244-260.

Mieth, A., Bork, H.R. 2010. Humans, climate or introduced rats - which is to blame for the woodland destruction on prehistoric Rapa Nui (Easter Island)? *Journal of Archaeological Science* 37, 417-426.

Mieth, A., Bork, H-R., Feeser, I. 2002. Prehistoric and recent land use effects on Poike peninsula, Easter Island (Rapa Nui). *Rapa Nui journal* 16 (2), 89-85.

Millar, C.I., Brubaker, L.B. 2006. Chapter 15. Climate Change and Paleocology: new context for restoration ecology. In: Palmer, M., Falk, D., Zedler, J. (eds). *Restoration Science*. Island Press. pp 315-340

Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627-657.

Montade, V., Combourieu Nebout, N., Kissel, C., Haberle, S.G., Siani, G., Michel, E. 2013. Vegetation and climate changes during the last 22,000 yr from a marine core near Taitao Peninsula, Southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369, 335-348.

Montenegro, A., Avis, C., Weaver, A. 2008. Modeling the prehistoric arrival of the sweet potato in polynesia. *Journal of Archaeological Science* 35 (2), 355-367.

Moore, P.D., Webb, J.A., Collinson, M.E. 1991. *Pollen Analysis*. Blackwell Scientific Publications. Oxford.

Moore LB, Edgar E. 1970. *Flora of New Zealand, Volume II Indigenous Tracheophyta - Monocotyledons except Graminae*. Botany Division, Department of Scientific and Industrial Research. Christchurch, New Zealand.

Moreno, H., Rebolledo, S. 1993. Estudio geológico-geotécnico preliminar de las canteras vai a Tare y Hanga emu Isla de Pasqua. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago de Chile.

- Moreno, P.I., León, A.L. 2003. Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* 18, 787–800.
- Moreno, A., Giral, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J.J., González-Sampériz, P., Taberner, C. 2007. A 14 kyr resolution record from the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary international* 161, 4-21.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Andersons, D. M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*. Vol 420, 162- 165.
- Mucciarone, D.A., Dunbar, R.B. 2003. Stable Isotope Record of El Niño-Southern Oscillation Events from Eastern Island. In: Loret, J., Tanacredi, J.T. (Eds.), *Easter Island: Scientific Exploration into the World's Environmental Problems in Microcosm*. Kluwer Academic/Plenum, New York, pp. 113–132.
- Muller, J., Wüst, R.A.J., Weiss, D.J., Hu, Y. 2006. Geochemical and stratigraphic evidence of environmental change at Lynch's Crater, Queensland, Australia. *Global and Planetary Change* 53, 269–277.
- Muller, J., Kylander, M., Wüst, R.A.J., Weiss, D., Martinez Cortizas, A., LeGrande, A.N., Jennerjahn, T., Behling, H., Anderson, W. T., Jacobson, G. 2008. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: the Lynch's Crater deposit. *Quaternary Science Reviews* 27, 468-475.
- Mulrooney, M. A. 2013. An island-wide assessment of the chronology of settlement and land use on Rapa Nui (Easter Island) based on radiocarbon data. *Journal of Archaeological Science* 40, 4377-4399.
- Mulrooney, M.A., Ladefoged, T.N., Stevenson, C.M., Haoa, S. 2009. The myth of AD 1680: New evidence from Hanga Ho'onu, Rapa Nui (Easter Island). *Rapa Nui Journal* 23(2), 94-105.
- Mulrooney, M.A., Ladefoged, T.N., Stevenson, C.M., Haoa, S. The Myth of AD 1680: New Evidence from Hanga Ho'onu, Rapa Nui (Easter Island). *Rapa Nui Journal* 23(2), 94-105.
- Mulrooney, M.A., Bickler, S.H., Allen, M.S., Ladefoged, T.N. 2011. High-precision dating of colonization and settlement in East Polynesia. *PNAS* 108 (23), E-192-E194. Letters (online only) doi:10.1073/pnas.1100447108.
- Newnhan, R.M. 1992. A 30,000 year pollen, vegetation and climate record from Otakairangi (Hikurangi), Northland, New Zealand. *Journal of Biogeography* 19, 541-554.
- Newnham, R.M., Vandergoes, M.J., Hendy, C.H., Lowe, D.J., Preusser, F. 2007. A terrestrial palynological record for the last two glacial cycles from southwestern New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 26, 517-535.
- North Greenland Ice Core Project members. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147-151.
- Nunn, P.D. 1997. Late Quaternary environmental changes on Pacific Islands: controversy, certainty and conjecture. *Journal of Quaternary Science* 12(5), 443-450.
- Nunn, P.D. 2000. Environmental catastrophe in the Pacific Islands around A.D. 1300. *Geoarchaeology* 15 (7), 715-740.
- Nunn, P.D. 2007. *Climate, Environment and Society in the Pacific During the Last Millennium*. Elsevier, Amsterdam.
- Nunn, P.D., Britton, J.M.R. 2001. Human-environment relationships in the Pacific Islands around AD 1300. *Environment and History* 7, 3-22.

Ogawa, N.O., Koitabashi, T., Oda, H., Nakamura, T., Ohkouchi, N., Wada, E. 2001. Fluctuations of nitrogen isotope ratio of gobiid fish (Isaza) specimens and sediments in Lake Biwa, Japan, during the 20th century. *Limnology and Oceanography* 46, 1228-1236.

Oksanen, J., Kindt, R., Legendre, P., O'Hara, R.B. 2006. vegan: Community Ecology Package. R package version 1.8-3, URL <http://CRAN.R-project.org>

O'Reilly, C.M., Dettman, D.L., Cohen, A.S. 2005. Paleolimnological investigations of anthropogenic environmental change in Lake Tanganyika: VI. Geochemical indicators. *Journal of Paleolimnology* 34, 85-91.

Orliac, C. 2000. The woody vegetation of Easter Island between the early 14th and the mid-17th centuries A.D. In: Stevenson, C., Ayres, W. (Eds.), *Easter Island Archaeology: Research on Early Rapanui Culture*. Easter Island Foundation, Los Osos.

Orliac, C., Orliac, M. 1998. The disappearance of Easter Island's forest: overexploitation or climatic catastrophe? In: Stevenson, C., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.), *Easter Island in Pacific Context: South Seas Symposium. Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia*. Easter Island Foundation, Los Osos, pp. 129-134.

Parker, A.G., Eckersley, L., Smith, M.M., Goudie, A.S., Stokes, S., Ward, S., White, K., Hodson, M.J. 2004. Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rub' al-Khali desert, Arabian Peninsula: a pollen, phytolith and carbon isotope study. *Journal of Quaternary Science* 19, 665-676.

Paulay, G., Spencer, T. 1989. Vegetation of Henderson Island. *Atoll Research Bulletin* 328, 1-19.

Pearson, R.G. 2006. Climate change and the migration capacity of species. *Trends in Ecology and Evolution* 21, 111-113.

Peiser, B. 2005. From genocide to Ecocide: The Rape of Rapa Nui. *Energy & Environment* 16, 513-539.

Pena, L. 2008. Evolución oceanográfica y procesos de teleconexión interlatitudinal en el Pacífico Ecuatorial asociados a los cambios climáticos de los últimos 275.000 años. Memòria de tesi doctoral. Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines. Universitat de Barcelona.

Pena, L. D., Cacho, I., Ferretti, P., Hall, M.A. 2008. El Niño–Southern Oscillation–like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections. *Paleoceanography* 23, PA3101, doi:10.1029/2008PA001620

Pietniz, R., Lotter, A.F. 2009. Advances in Paleolimnology. *PAGES* 17 (3), 92-93.

Piperno, D.R. 2001. Phytoliths. In Smol, J., P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (eds). *Tracking environmental change using lake sediments*. vol. 3. Kluwer academic publishers, Dordrecht. pp. 235-252.

Porteous, J.D. 1978. Easter Island: the Scottish connection. *Geographical Review* 68 (2), 145-156.

Prentice, C. 1988. Palaeoecology and plant population dynamics. *Trends in ecology and evolution* 3 (12), 343-345.

Prebble, M., Wilmshurst, J.M. 2009. Detecting the initial impact of humans and introduced species on island environments in Remote Oceania using palaeoecology. *Biological Invasions* 11 (7), 1529-1556.

R Development Core Team. 2008. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.R-project.org/>.

- Rainbird, P. 2002. A message for our future? The Rapa Nui (Easter Island) ecodisaster and Pacific island environments. *World Archaeology* 33 (3), 436-451.
- Rauch, M., Ibañez, P., Ramírez, J.M. 1996. Vegetación de Rapa Nui, historia y uso tradicional. Ministerio de Agricultura. Corporación Nacional Forestal, Parque Nacional Rapa Nui. Chile.
- Reed, J.M., Roberts, N., Leng, M.J. 1999. An evaluation of the diatom response to Late Quaternary environmental change in two lakes in the Konya Basin, Turkey, by comparison with stable isotope data. *Quaternary Science Reviews* 18, 631-616.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Renberg, L. 1990. A procedure for preparing large sets of diatom slides from sediment cores. *Journal of Paleolimnology* 4, 87-90.
- Rensen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H., Roche, D.M. 2012. Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews* 48, 7-19.
- Rick, T.C., Kirch, P.V., Erlandson, J.M., Fitzpatrick, S.M. 2013. Archeology, deep history, and the human transformation of island ecosystems. *Antropocene*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ancene.2013.08.002>
- Rind, D., Ovepeck, J. 1993. Hypothesized causes of decade-to-century-scale climate variability. Climate model results. *Quaternary Science Reviews* 12, 357-374.
- Rolett, B.V. 2008. Avoiding collapse: Pre-European sustainability on Pacific Islands. *Quaternary International* 184, 4-10.
- Rolett, B., Diamond, J. 2004. Environmental predictors of pre-European deforestation on Pacific Islands. *Nature* 431, 443-446.
- Routledge, L. 1919. The Mystery of Easter Island. Cosimo Classics New York, (Reprint –edition: 2007)
- Rudiman, W.F. 2003. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews* 22, 1597-1629.
- Rull, V. 1999. A palynological record of a secondary succession after fire in the Gran Sabana, Venezuela. *Journal of Quaternary Science* 14 (2), 137-152.
- Rull V. 2006. A high mountain pollen-altitude calibration set for palaeoclimatic use in the tropical Andes. *The Holocene* 16, 105-117.
- Rull, V. 2009. Microrefugia. *Journal of Biogeography* 36, 481-484.
- Rull, V. 2010. Ecology and Paleoecology: Two approaches, One Objective. *The open Ecology Journal* 3, 1-5.
- Rull, V., Rinaldi, M. 1988. Size variations of *Kochia scoparia* pollen under different treatments, mounting and storing media. *Acta Científica Venezolana* 39, 470-472.
- Rull, V., Stansell, N.D., Montoya, E., Bezada, M., Abbott, M.B. 2010. Palynological signal of the Younger Dryas in tropical Venezuelan Andes. *Quaternary Science Reviews* 29, 3045-3056.

- Rull, V., Cañellas-Boltà, N., Sáez, A., Giralt, S., Pla, S., Margalef, O. 2010b. Paleocology of Easter Island: Evidence and uncertainties. *Earth-Science Reviews* 99, 50-60.
- Rull, V., Cañellas-Boltà, N., Sáez, A., Margalef, O., Bao, R., Pla-Rabes, S., Valero-Garcés, B., Giralt, S. 2013. Challenging Easter Island's collapse: The need for archaeological-paleoecological synergies. *Frontiers in Ecology and Evolution* 1, 3, doi: 10.3389/fevo.2013.00003
- Sáez, A., Cabrera, L. 2002. Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene As Pontes Basin (Spain). *Sedimentology* 49, 1073-1094.
- Sáez, A., Valero-Garcés, B.L., Giralt, S., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J.J., Hernández, A., Casas, D. 2009. Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27°S). *Quaternary Science Reviews* 28, 2743-2759.
- Sala, O.E., Chapin III, F.S., Armesto, J.J., Berlow, E., Bloomfield, J., Dirzo, R., Huber-Sanwald, E., Huenneke, L., Jackson, R.B., Kinzig, A., Leemans, R., Lodge, D.M., Mooney, H.A., Oesterheld, M., Poff, N.L., Sykes, M.T., Walker, B.H., Walker, M., Wall, D.H. 2000. Global Biodiversity scenarios for the year 2100. *Science* 287, 1770-1774.
- Schmittner, A., Saenko, O. A., Weaver, A. J. 2003. Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change. *Quaternary Science Reviews* 22, 659– 671.
- Schulz, M., Paul, A. 2002. Holocene Climate Variability on Centennial-to-Millennial Time Scales: 1. Climate Record from the North-Atlantic Realm. In: Wefer, G., Berger, W., Behre K-E. (Eds). *Climate Development and History of the North Atlantic Realm*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
- Serreze, M.C. 2010. Understanding Recent Climate Change. *Conservation Biology* 24 (1), 10-17.
- Severinghaus, J. 2009. Southern see-saw seen. *Nature* 457. 1093-1094.
- Shen C., Liu K., Tang L., Overpeck J. T. 2006. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau. *Review of Paleobotany and Palynology* 140, 61-77.
- Shulmeister, J. 1999. Australasian evidence for mid-holocene climate change implies precessional control of Walker Circulation in the Pacific. *Quaternary International* 57-58, 81-91.
- Shulmeister, J., Lees, B.G. 1995. Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 BP. *The Holocene* 5, 10-18.
- Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Rraynaud, D., Barnola, J-M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J. 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene. *Science* 310, 1313-1317.
- Sigman, D.M., Boyle, E.A. 2000. Glacial/Interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature* 407, 859-869.
- Skottsberg, C. (Ed.), 1956. *The Natural History of Juan Fernández and Easter Island*. Almquist & Wiksells, Uppsala.
- Smith AC. 1979. *Flora Vitiensis Nova. A New Flora of Fiji (spermatophytes only)*. Vol. 1. Pacific Tropical Botanical Garden. Lawai, Kauai, Hawaii.
- Smol, J.P. 1985. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index. *Hydrobiologia* 123, 199-208.

- Smol, J.P. 1995. Paleolimnological approaches to the evaluation and monitoring of ecosystem health: providing a history for environmental damage and recovery. In: Rapport, D .J., Gaudet, C.L., Calow, P. (eds). Evaluating and monitoring the health of large-scale ecosystems. NATO ASI series vol. 28, Springer. pp.301-318.
- Smol, J., Glew, J. 1992. Paleolimnology. In: Nierenberg, W.A. (Ed.), 1992. Encyclopedia of Earth System Science, vol. 3. Academic Press, San Diego, pp. 551-564.
- Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. 2001. Tracking environmental changes using lake sediments. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht.
- Spriggs, M., Anderson, A. 1993. Late colonization of East Polynesia. *Antiquity* 67, 200-217.
- Steadman, D.W. 1995. Prehistoric Extinctions of Pacific Island Birds: Biodiversity Meets Zooarchaeology. *Science* 267, 1123-1131.
- Stefan, V. 2001. Origin and evolution of the Rapa Nui of Easter Island. In: Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.). Pacific 2000: Proceedings of the Fifth International Conference on Easter Island and the Pacific. Easter Island Foundation, Los Osos. pp. 495-522.
- Stewart, J.R., Lister, A.M. 2001. Cryptic northern refugia and the origins of the modern biota. *Trends in Ecology & Evolution* 16, 608-6013.
- Stevenson, C.M. 1997. Archaeological Investigations on Easter Island: Maunga Tari, an Upland Agricultural Complex. Easter Island Foundation. Bearsville Press and Cloud Mountain Press, Los Osos, CA.
- Stevenson, C.M., Wozniak, J., Haoa, S. 1999. Prehistoric agricultural production on Easter Island (Rapa Nui), Chile. *Antiquity* 73, 801-812.
- Stevenson, C.M., Ladefoged, T., Haoa, S. 2002. Productive strategies in an uncertain environment: prehistoric agriculture on Easter Island. *Rapa Nui Journal* 16 (1), 17-22.
- Stevenson, C.M., Jackson, T.L., Mieth, A., Bork, H.-R., Ladefoged, T.N. 2006. Prehistoric and early historic agriculture at Maunga Orito, Easter Island (Rapa Nui), Chile. *Antiquity* 80, 919-936.
- Storey, A.A., Ramírez, J.M., Quiroz, D., Burley, D.V., Addison, D.J., Walter, R., Anderson, A.J., Hunt, T.L., Athens, J.S., Huynen, L., Matisoo-Smith, E.A. 2007. Radiocarbon and DNA evidence for a pre-Columbian introduction of Polynesian chickens to Chile. *Proceedings of the National Academy of Sciences U. S. A.* 104, 10335-10339.
- Strömberg, C. A. E. 2005. Decoupled taxonomic radiation and ecological expansion of open-habitat grasses in the Cenozoic of North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 102(34),11980-11984.
- Stuut, J. B., Lamy, F. 2004. Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research* 62, 301-309.
- Sugita, S. 1994. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology* 82, 881-897.
- Sugita, S., Gaillard, M. J., Broström, A. 1999. Landscape openness and pollen records: a simulation approach. *The Holocene* 9, 409-421.

Svitok, M., Hrivnák, R., Ořahel'ová, H., Dúbravková, D., Pařove-Balang, P. Slobodník, V. 2011. The Importance of Local and Regional Factors on the Vegetation of Created Wetlands in Central Europe *Wetlands* 31, 663–674.

Swetnam, T.W., Allen, C.D., Betancourt, J.L. 1999. Applied historical ecology: using the past to manage for the future. *Ecological Applications* 9, 1189-1206.

Ter Braak, C.J.F. 1986. Interpreting a hierarchical classification with simple discriminant functions: an ecological example. In: Diday, E. (Ed.), 1986. *Data Analysis and Informatics*, vol. 4. North Holland, Amsterdam. pp. 11-21

Thorn, V.C. 2006. Vegetation reconstruction from soil phytoliths, Tongariro National Park, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany* 44(4), 397-413.

Thorn, V.C. 2007. Phytoliths in palaeoecology. *Geology Today* 23 (4), 153-157.

Thorsby, E. 2012. The Polynesian gene pool: an early contribution by Amerindians to Easter Island. *Phil.Trans.R.Soc.B.* 367, 812-819.

Tinner, W., Kaltenriender, P. 2005. Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. *Journal of Ecology* 93, 936-947.

Twiddle, C. L. 2012. Pollen Analysis: Not just a qualitative tool. *Geomorphological Techniques*, Chap. 4, Sec. 1. 4. British Society for Geomorphology.

Valero-Garcés, B. L., Jenny, B., Rondanelli, M., Delgado-Huertas, A., Burns, S. J., Veit, H., Moreno, A. 2005. Palaeohydrology of Laguna Tagua Tagua (34° 30' S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46000 yr. *Journal of Quaternary Science* 20 (7-8), 625-641.

Vandergoes, M.J., Fitzsimons, S.J. 2003. The Last Glacial–Interglacial Transition (LGIT) in south Westland, New Zealand: paleoecological insight into mid-latitude Southern Hemisphere climate change *Quaternary Science Reviews* 22, 1461–1476.

van der Knaap, W.O., van Leeuwen J. F. N., Ammann B. 2001. Seven years of annual pollen influx at the forest limit in the Swiss Alps studied by pollen traps: relations to vegetation and climate. *Review of Paleobotany and Palynology* 117, 31-52.

van Geel, B. 2001. Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P, Birks, H.J.B., Last, W.M. (eds). *Tracking Environmental Change using Lake sediments. Volume 3. Terrestrial, Algal and Siliceous indicators*. Kluwer, Dordrecht. pp. 99-120.

Van Tilburg, J.A. 1994. *Easter Island: Archaeology, Ecology and Culture*. British Museum Press, London.

Vargas, P., Cristino, C., Izaurieta, R. 2006. 1000 años en Rapa Nui. *Arqueología de asentamiento*. Ed. Universitaria, Santiago.

Vegas-Vilarrúbia, T., Rull, V., Montoya, E., Safont, E. 2011. Quaternary palaeoecology and nature conservation: a general review with examples from the neotropics. *Quaternary Science Reviews* 30, 2361–2388.

Veit, H. 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 107-119.



- Villa-Martínez, R., Villagrán, C., Jenny, B. 2003. The last 7500 cal yr BP of westerly rainfall in Central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Research* 60, 284-293.
- Vitousek, P.M., Mooney, H. A., Lubchenco, J., Melillo, J.M. 1997. Human domination of Earth's ecosystems. *Science* 277, 494-499.
- Vitousek, P.M., D'Antonio, C.M., Loope, L.L., Rejmánek, M., Westbrooks, R. 1997b. Introduced species: a significant component of human-caused global change. *New Zealand journal of Ecology* 21, 1-16.
- Von Post, L. 1967. Forest tree pollen in South Swedish peat bog deposits. Translation by Margaret Bryan Davis and Knut Faegri. Introduction by Knut Faegri and Johs. Iversen. *Pollen et spores* IX, 375-401.
- Wagner, W.L., Herbst, D.R., Sohmer, S.H. 1999. Manual of the Flowering Plants of Hawaii. In: Bernice, P. (eds). Revised edition. Bishop Museum Special Publication University of Hawai'i Press/Bishop Museum Press, Honolulu.
- Waldren, S., Florence, J., Chepstow-Lusty, A.J. 1995. Rare and endemic vascular plants of the Pitcairn Islands, South-Central Pacific Ocean: a conservation appraisal. *Biological Conservation* 74, 83-98.
- Walker, D. 2000. Pollen input to, and incorporation in, two crater lakes in tropical northeast Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 111, 253-83.
- Walker, M. 2005. Quaternary dating methods. John Wiley & Sons, Ltd. Chichester. 286 pp.
- Walther, G-R., Beißner, S., Pott, R. 2005. Climate Change and High Mountain Vegetation shifts. In: Broll, G., Keplin, B. (eds) Mountain Ecosystems, Studies in Treeline Ecology. Springer. Berlin. 354 pp.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Cristalli, P. S., Smart, P. L., Richards, D. A., Shen, C.-C. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740 – 743.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791-1828.
- Wardle, P. 1991. Vegetation of New Zealand. 1. New Zealand, Plants. Cambridge University Press. Cambridge, 672.
- Watts, W. A. 1978. Plant macrofossils and Quaternary paleoecology. In: Walker, D., Guppy, J. C. (eds) Biology and Quaternary Environments. Australian Academy of Sciences, Canberra. pp. 53–67.
- WCSP, 2012. World Checklist of Selected Plant Families. Facilitated by the Royal Botanic Gardens, Kew. Published on the Internet; <http://apps.kew.org/wcsp/> (última consulta gener 2014).
- Webb III, T. 1987. The appearance and disappearance of major vegetational assemblages: long-term vegetational dynamics in eastern North America. *Vegetation* 69, 177-187.
- Whitlock, C., Larsen, C. 2001. Charcoal as a fire proxy. In Smol, J.P, Birks, H.J.H., Last, W.M. (eds). Tracking Environmental Change using Lake sediments. Volume 3. Terrestrial, Algal and Siliceous indicators. Kluwer, Dordrecht. pp. 75-98.
- Willerslev, E., Hansen, A.J., Binladen, J., Brand, T.B., Gilbert, M.T.G., Shapiro, B., Bunce, M., Wiuf, C., Gilichinsky, D.A., Cooper, A. 2003. Diverse Plant and Animal Genetic Records from Holocene and Pleistocene sediments. *Science* 300, 791-795.

Willis, K.J., Bhagwat, S.A. 2010. Questions of importance to the conservation of global biological diversity: Answers from the past. *Climate of the Past Discussions* 6, 759-769.

Willis, K.J., Rudner, E., Sümegi, P. 2000. The Full-Glacial forest of Central and Southeastern Europe. *Quaternary Research* 53, 203-213.

Willis, K.J., Araújo, M.B., Bennett, K.D., Figueroa-Rangel, B., Froyd, C.A., Myers, N. 2007. How can a knowledge of the past help to conserve the future? Biodiversity conservation and the relevance of long-term ecological studies. *Philosophical transactions of The Royal Society Biological Science* 362, 175-187.

Wilmshurst, J. 1997. The impact of human settlement on vegetation and soil stability in Hawke's Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany* 35 (1), 97-111.

Wilmshurst, J.M., Anderson, A.J., Higham, T.F.G., Worthy, T.H. 2008. Dating the late prehistoric dispersal of Polynesians to New Zealand using the commensal Pacific rat. *PNAS* 105 (22), 7676-7680.

Wilmshurst, J.M., Hunt, T.L., Lipo, C.P., Anderson, A.J. 2011. High-precision radiocarbon dating shows recent and rapid initial human colonization of East Polynesia. *PNAS* 108 (5), 1815-1820.

Wilmshurst, J.M., Hunt, T.L., Lipo, C.P., Anderson, A.J. 2011b. Reply to Mulrooney et al.: Accepting lower precision radiocarbon dates results in longer colonization chronologies for East Polynesia. *PNAS* 108 (23) E195, Letters (online only) doi: 10.1073/pnas.1101348108

Wunsch, C. 2006. Abrupt climate change: an alternative view. *Quaternary Research* 65, 191-203.

Zhang, K., Zhao, Y., Guo, X.L. 2011. Conifer stomata analysis in paleoecological studies on the Loess Plateau: An example from Tianchi Lake, Liupan Mountains. *Journal of Arid environments* 75, 1209-1213.

Zhao, Y., Sayer, C.D., Birks, H.H., Hughes, M., Peglar, S.M. 2006. Spatial representation of aquatic vegetation by macrofossils and pollen in a small and shallow lake. *Journal of Paleolimnology* 35, 335-350.

Zizka, G. 1991. Flowering plants of Easter Island. *Palmarum Hortus Francofurtensis Scientific Reports*. pp. 108.

Zizka, G. 1993. Rapanui flora, needs and possibilities for conservation. In: Fischer, S. R. (ed.), *Easter Island studies. Contribution to the history of Rapa Nui in memory of T. Mulloy*. The Short Run Press, Exeter, pp. 46-49.

## ANNEX

የተሰጡት የግብርና ጥሬ ጥቅም ስም  
ግብርና ጥሬ ጥቅም ስም ግብርና ጥሬ ጥቅም ስም  
ግብርና ጥሬ ጥቅም ስም ግብርና ጥሬ ጥቅም ስም





**El texto completo de este trabajo no se encuentra disponible por cuestiones de copyright**

**Referencia bibliográfica completa:**

CAÑELLAS-BOLTÀ, Nuria, RULL, Valentí, SÁEZ, Alberto, MARGALEF, Olga, GIRALT, Santiago, PUEYO, José J., BIRKS, Hilary H., BIRKS, H. J. B., PLARABES, S.

Macrofossils in Raraku Lake (Easter Island) integrated with sedimentary and geochemical records: towards a palaeoecological synthesis for the last 34,000 years. *Quaternary Science Reviews* 34(0) : 113-126 (2012)

DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.013>



**La versión editorial de este trabajo no se encuentra disponible por cuestiones de copyright. Puede consultar el post-print (manuscrito del autor revisado y corregido) a través del siguiente enlace:**

[http://digital.csic.es/bitstream/10261/76908/1/vegetation\\_changes\\_human\\_settlement.pdf](http://digital.csic.es/bitstream/10261/76908/1/vegetation_changes_human_settlement.pdf)

**Referencia bibliográfica completa:**

CAÑELLAS-BOLTÀ, Nuria, RULL, Valentí, SÁEZ, Alberto, MARGALEF, Olga, BAO, Roberto, PLA-RABES, S., BLAAUWG, Maarten, VALERO-GARCÉS, Blas L., GIRALT, Santiago.

Vegetation changes and human settlement of Easter Island during the last millennia: a multiproxy study of the Lake Raraku sediments. *Quaternary Science Reviews* 72 : 36–48 (2013)

DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.04.004>

# First records and potential paleoecological significance of *Dianella* (Xanthorrhoeaceae), an extinct representative of the native flora of Rapa Nui (Easter Island)\*

NÚRIA CAÑELLAS-BOLTÀ<sup>1,2,\*</sup>, VALENTÍ RULL<sup>2</sup>, ALBERTO SÁEZ<sup>1</sup>, MATTHEW PREBBLE<sup>3</sup>,  
OLGA MARGALEF<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Department of Stratigraphy, Paleontology & Marine Geosciences; Universitat de Barcelona. Martí Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain, e-mail: nuriacatchb@gmail.com

<sup>2</sup> Palynology & Paleoecology Lab, Botanic Institute of Barcelona (IBB-CSIC-ICUB). Passeig del Migdia s/n, 08038 Barcelona, Spain

<sup>3</sup> Archaeology and Natural History, School of Culture History and Languages, College of Asia and the Pacific, The Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

<sup>4</sup> Institute of Earth Sciences Jaume Almera (ICTJA-CSIC). Lluís Solé Sabarís s/n 08028, Barcelona, Spain

**Abstract.** Easter Island, a remote island in the Pacific Ocean, is currently primarily covered by grasslands, but paleoecological studies have shown the former presence of different vegetation. Much of its original biota has been removed during the last two millennia, most likely by human activities, and little is known about the native flora. Macrofossil and pollen analyses of a sediment core from the Raraku crater lake have revealed the occurrence of a plant that is currently extinct from the island: *Dianella* cf. *intermedia/adenanthera* (Xanthorrhoeaceae), which grew and disappeared at the Raraku site long before human arrival. The occurrence of *Dianella* within the Raraku sedimentary sequence (between 9.4 and 5.4 cal. kyr B.P.) could have been linked to the existence of favorable paleoenvironmental conditions (peatland rather than the present-day lacustrine environment) during the early to mid Holocene. This finding contributes new knowledge about indigenous plant diversity on Easter Island and reinforces the usefulness of further macrofossil and pollen analyses to identify native species on Easter Island and elsewhere.

**Keywords:** *Dianella* · Easter Island · Native plant · Holocene · Palaeoecology · Local extinction

## Introduction

Easter Island is a tiny isolated island in the South Pacific Ocean, famed as an example of environmental degradation due to human overexploitation of natural resources (Flenley and Bahn 2003; Diamond 2005; Rull et al. 2010a). Currently the island is covered nearly entirely by grasslands, but paleoecological studies have suggested the occurrence of former forested vegetation dominated by palms and the presence of several other tree and shrub species (e.g. Flenley et al. 1991; Dumont et al. 1998; Azizi and Flenley 2008; Mann et al. 2008). Climatic changes and human activities during the last two millennia have largely modified the island's landscape and vegetation (Flenley et al. 1991; Flenley 1993a; Azizi and Flenley 2008; Mann et al. 2008; Butler and Flenley 2010; Cañellas-Boltà et al. 2013). A consequence has been the local extinction of a number of native

species from the island. Among the most emblematic cases are the disappearance of the probably endemic palm *Paschalococos disperta*, a supposed close relative of the extant *Jubaea chilensis*, distributed throughout the coastland central areas of Chile, and the disappearance of *Sophora toromiro*, an endemic legume surviving only as a cultivated shrub on the island and in some botanical gardens elsewhere (Flenley et al. 1991; Zizka 1991; Maunder et al. 2000).

In addition to the disappearance of representatives of the original flora, numerous exotic species, such as *Eucalyptus* spp. and *Melinis minutiflora*, have been introduced in recent times, and some of these, such as *Psidium guajava* and *Crotalaria grahamiana*, have become invasive. Currently, the flora of Easter Island is composed of approximately 200 established vascular plant species (~180 flowering plants

---

\* en prensa a/in press at *Vegetation History and Archaeobotany*. DOI: 10.1007/s00334-014-0432-8

and ~17 ferns), of which 30 flowering species are considered native (Zizka 1991; Flenley 1993b). In a recent revision, Dubois et al. (2013) only recognized 36 native and extant vascular plants (including ferns). Among the many species that have been introduced, only ~15 are considered to have been brought by the original Polynesian settlers in the last millennia, while the rest are modern introductions occurring after European contact in the 18th century (Flenley et al. 1991; Flenley 1993b; Dubois et al. 2013). Moreover, most of the native plants are currently considered to be endangered due to human activities and are very scarce and restricted to particular habitats (Zizka 1991; Dubois et al. 2013).

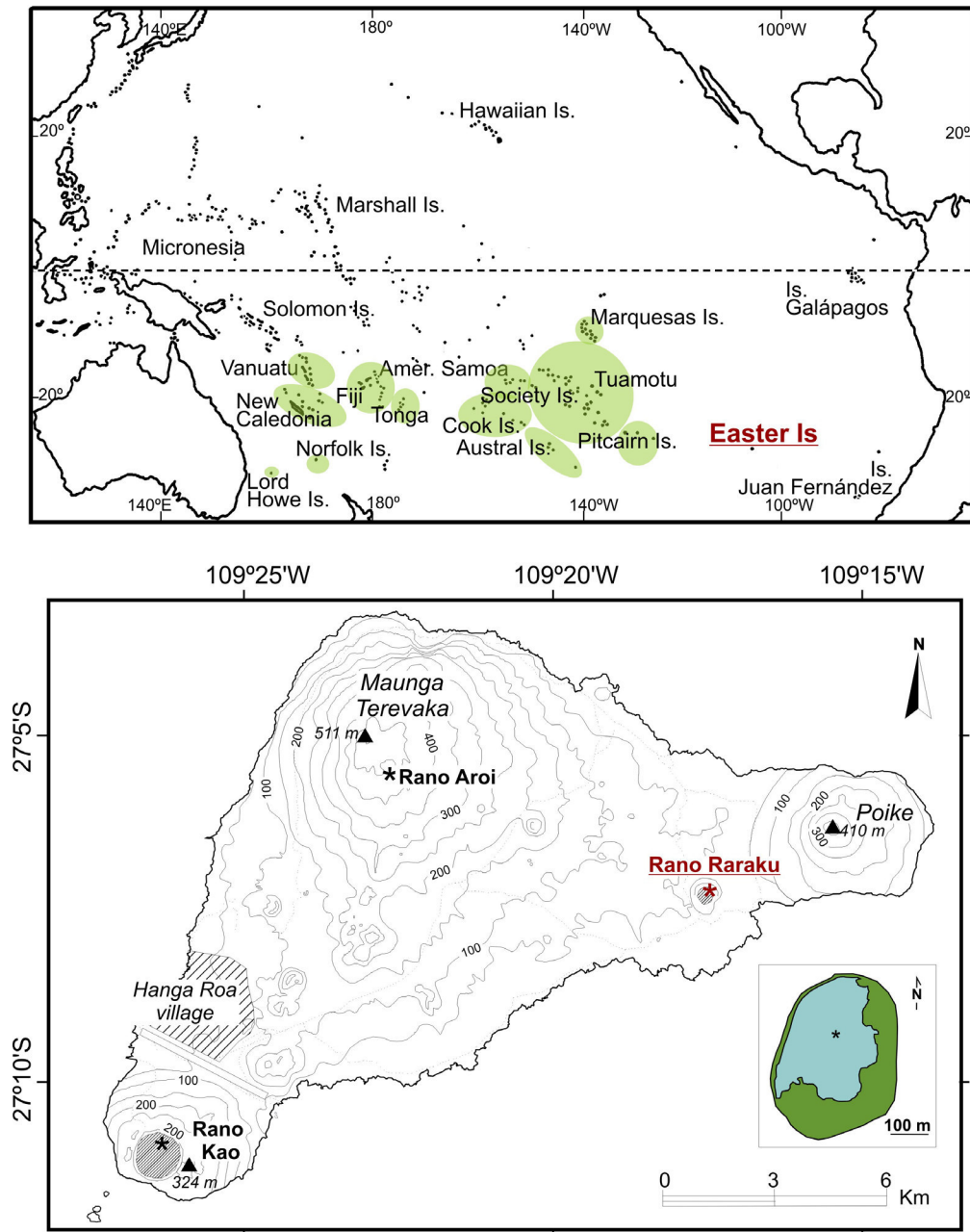
Because of these striking vegetation changes, including local extinctions and introductions, occurring after human occupation, the native flora of the island remains poorly characterized. It has been speculated that the native flora could have been poor due to the small size and the extreme isolation of the island (Skottsberg 1956; Zizka 1991). Descriptions provided by some of the early European visitors to the island supply some information on the flora, but few collections were made and many of the descriptions were imprecise (Zizka 1991; Hunt 2007). This information has been complemented with archaeological studies of microfossils – pollen, phytoliths, and starch grains (e.g., Cummings 1998; Horrocks and Wozniak 2008) – as well as studies of macrofossils and wood charcoal (Orliac and Orliac 1998; Orliac 2000), which have provided more details on the flora following human settlement. However, direct evidence of the flora and its changes before human arrival is only provided by palaeoecological records, largely based on palynological surveys of lake sediment cores (e.g., Flenley et al. 1991; Azizi and Flenley 2008; Mann et al. 2008; Butler and Flenley 2010) and a few macrofossil records (Mann et al. 2008; Cañellas-Boltà et al. 2012). Here, we report the existence of a previously unobserved plant (*Dianella* sp.) that was part of the native Easter Island flora during the early to middle Holocene, long before human arrival, and which is now extinct. This species has been identified on the basis of its characteristic

pollen and seeds, found in a sediment core from Lake Raraku. The ecological preferences and the potential palaeoecological usefulness of *Dianella* are discussed.

## Study site

Easter Island is a subtropical volcanic island located in the South Pacific Ocean (27° 7' S, 109° 22' W; Fig. 1) approximately 3,700 km west of the Chilean coast and 2,030 km east of the nearest inhabited island (Pitcairn). The island has a roughly triangular shape, with three main volcanic cones, situated one in each corner, and an area of only ~164 km<sup>2</sup>. The topography is characterized by the existence of these three main volcanoes, nearly 70 vents and the rolling surfaces of the lava flows between them. The highest point is the summit of the Terevaka volcano (511 m). No permanent surface streams are present because of the high permeability of volcanic rocks (Herrera and Custodio 2008). At present, only the bottoms of the craters of Rano Raraku and Rano Kau (now occupied by lakes), and Rano Aroi (now filled by a fen) permanently contain closed freshwater bodies. Currently, the island is mostly (90%) covered by grasslands, with a few tree plantations, shrub areas and pioneer vegetation (Etienne et al. 1982). The climate is subtropical, with an average annual temperature of 21°C and a range of average monthly temperatures between 16-18°C (July–September) and 24-26°C (January–March) (Mann et al. 2008; Sáez et al. 2009). The total annual precipitation is highly variable, ranging between 500 and 2,000 mm, with long alternating dry and humid periods (Horrocks and Wozniak 2008). The studied core was retrieved from Lake Raraku, a small (0.11 km<sup>2</sup>) shallow (2-3 m deep) freshwater lake (Sáez et al. 2009), situated at an altitude of 75 m inside a volcanic crater more than 300,000 years old (Baker et al. 1974). The lake is topographically and hydrologically closed and disconnected from the island's main groundwater, and is fed solely by precipitation (Herrera and Custodio 2008). Today, the lake has a flat bottom and is surrounded by a littoral belt dominated by *Scirpus californicus*, which also forms large floating mat patches.





**Fig. 1** Above: map of current distribution of *Dianella intermedia/adenanthera* in the Pacific Islands (shadow) (see discussion for further information). Note that with the presence on Easter Island, the occupation area of the plant extended over practically all the tropical and subtropical fringe of the South Pacific Ocean. Map modified from Elix and McCarthy (2008). Below: a map of the island showing the location of Lake Raraku (Rano Raraku). In the box, position of the coring point in the lake is shown.

### Material and methods

This work is part of a palaeoecological study based on macrofossil and pollen analyses carried out on a sedimentary composite

sequence 19 m in total length drilled in Lake Raraku. This sequence is mainly composed by peaty and lacustrine muddy sediments. The coring methods and a detailed stratigraphic description of the core are described in Sáez et al. (2009). Samples for

the macrofossil analysis were processed following standard protocols (Birks 2001). A volume between 20 and 50 cm<sup>3</sup> of sediment per sample was analyzed. Dispersion of the sediment was facilitated by the addition of a small amount of KOH (10%) (more details are given in Cañellas-Boltà et al. 2012). Samples for pollen analysis were processed according to standard laboratory protocols for pollen analysis, slightly modified (Rull et al. 2010b), including KOH, HCl and HF digestions and acetolysis. *Lycopodium* tablets (batch 177745, Lund University, Sweden) were added to each sample before chemical processing as an exotic marker and used to calculate the pollen concentration. The microscopic pollen slides were mounted in silicone oil. The pollen and macrofossil data were plotted using psimpoll 4.26 (Bennett 2002). The chronological framework used in this work was established in previous studies based on radiocarbon dates on pollen-enriched extracts and *Scirpus* sp. fragments (Saez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012).

## Results

Seeds and pollen of *Dianella* sp. (Fig. 2) dating from the early to mid Holocene have been identified in peaty sediments in the Raraku core (Fig. 3; supplementary data in Online Resource - ESM 1, 2, 3). The seeds were previously reported as unidentified macrofossils, using the code IBB-111 (Cañellas-Boltà et al. 2012). The pollen study of the sequence is still in progress. Both macrofossil and pollen records show the consistent presence of this taxon from ~7 m to ~1.5 m downcore, with a continuous occurrence and greater abundance from 6 to 1.5 m (Fig. 3). According to the chronological framework established in previous studies (Saez et al. 2009; Cañellas-Boltà et al. 2012), this corresponds to ~9.4 to 5.5 cal. kyr B.P., i.e., several thousand years before human occupation of the island. This plant has not been identified in previous palaeoecological and archaeological works, so this finding represents the first evidence of its presence on the island. The pollen assemblage corresponding to the interval with *Dianella* sp. is characterized by the presence of palms,

Cyperaceae, Poaceae and fern spores. The main macrofossils found together with the *Dianella* sp. seeds are Cyperaceae seeds and fern remains (sporangia and scales), and oribatid mites and insect fragments in great abundance (Coleoptera, Chironomidae, etc.) (Cañellas-Boltà et al. 2012).

## Discussion

### Taxonomic identity and biogeography

*Dianella* is a genus of evergreen rhizomatous herbs or sub-shrubs broadly known by the common name flax lilies (Fig. 4). As presently understood, *Dianella* is a monocot genus of flowering plants belonging to the Xanthorrhoeaceae, within the Asparagales, with 41 species recognized (Chase et al. 2009; APG III 2009, WCSP 2012). The genus is widely distributed in the Pacific Islands, from southeastern Africa, through Southeast Asia to Hawaii, Australia, New Zealand and Bolivia (Moore and Edgar 1970; Smith 1979; Elliot and Jones 1984; George 1987; George 1994; WCSP 2012) (supplementary data in Online Resource – ESM-4).

Both pollen and seeds of *Dianella* from the Raraku sediments are morphologically similar to *D. intermedia* and *D. adenanthera* (Fig. 5). The taxonomy of the genus is not fully resolved, and it is not yet clear whether these names are synonyms or correspond to two different species with different distribution areas. For the purpose of this study, the name *D. cf. intermedia/adenanthera* was adopted. According to WCSP (2012), *D. intermedia* is endemic to the Norfolk Islands, whereas *D. adenanthera* is widely distributed in many of the Pacific Islands, such as Fiji, New Caledonia, Tonga, Vanuatu, and the Cook, Marquesas, Pitcairn, Society, Tuamotu, and Tubuai Islands (WCSP 2012) (ESM-4). This taxonomic and biogeographic distinction is not shared by other authors. The name *D. intermedia* has been used by some in a broader sense (George 1994) in the Pitcairn, Henderson, French Polynesian and other Pacific Islands (e.g., Smith 1979; George 1987; Paulay and Spencer 1989; Waldren et al. 1995; Florence et al. 2007; Franklin et al. 2008; Butaud 2010). A full revision of this genus is needed to clarify its taxonomy (George 1994).

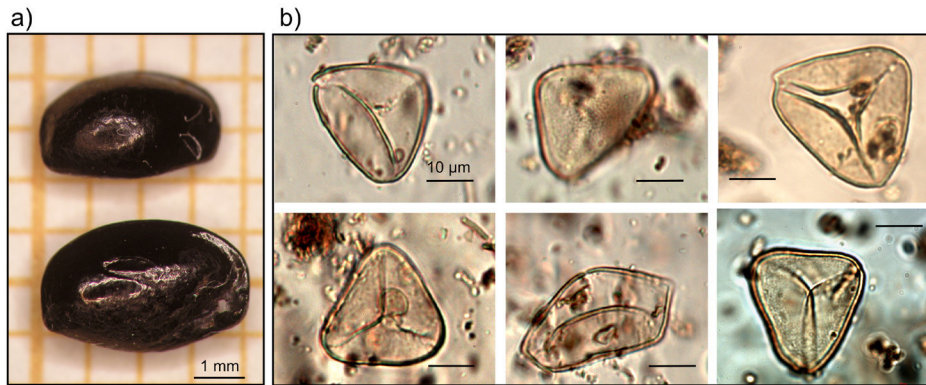


Fig 2 Seeds (a) and pollen (b) of *Dianella* sp. observed in Lake Raraku sediments. See more photographs in the ESM

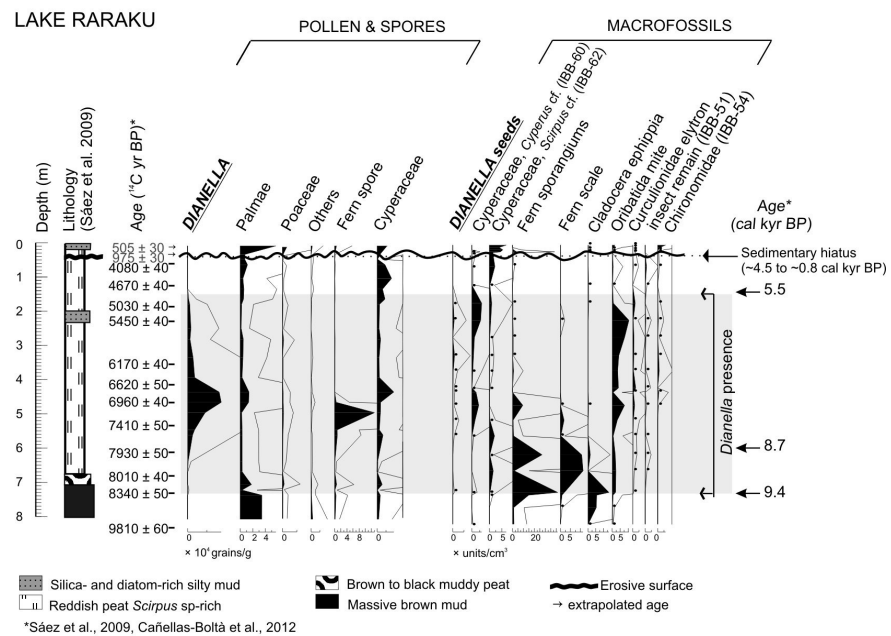
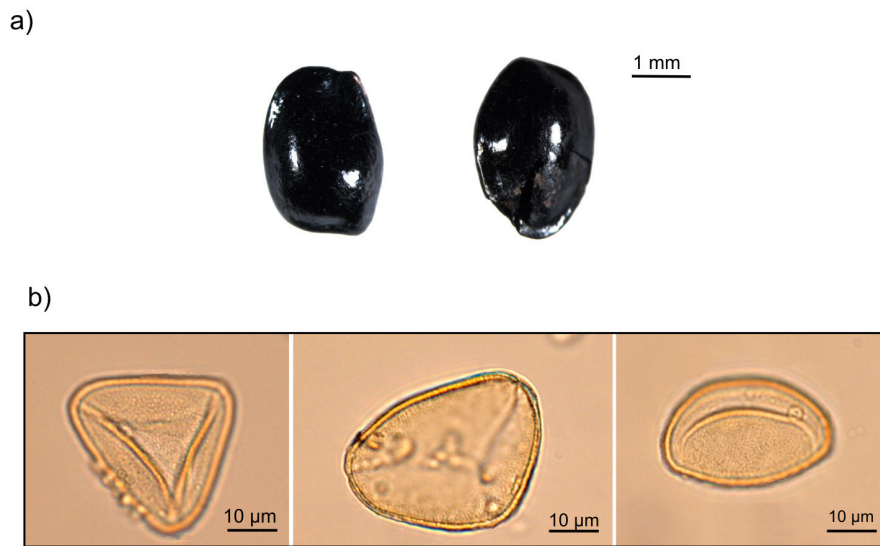


Fig. 3 Diagram of main pollen, spores and macrofossils in the first 8 m of depth of a core recovered from Lake Raraku, showing the presence of *Dianella* pollen and seeds at depths from 1.5 to 7 cm. Other includes pollen observed in very low concentration, such as *Sophora*, *Triumfetta*, Asteraceae and others. Lithology and  $^{14}\text{C}$  radiocarbon dates are indicated on the left and calibrated ages on the right. The period of time when *Dianella* is found is indicated in shaded grey



Fig. 4 Pictures of *Dianella intermedia/adenathera* (a and b from Norfolk Is. and c from Ravaivae). Photos by Matthew Prebble



**Fig. 5** Pictures of seeds (a) and pollen (b) of *Dianella intermedia/adenanthera*. Plant material from Allan Herbarium (CHR). Photos by Matthew Prebble

However some differences in seed size and pollen morphology suggest that it might be another species, maybe an endemic plant. Nevertheless we do not have enough data to properly support this, and therefore we prefer to follow a conservative approach and have called it *D. cf. intermedia/adenanthera*. Another species of the genus present in the central and eastern Pacific Ocean is *D. sandwicensis*, which has a disjunct distribution that includes New Caledonia, the Marquesas Islands and the Hawaiian Islands (WCSP 2012). Nevertheless, its seeds are smaller and more obovate. Other current members of the genus (e.g., *D. carolinensis*, *D. saffordiana*) are located far from Easter Island, most of them with distributions restricted to certain islands, archipelagos or regions, although some others have wider distributions in the Pacific (e.g., *D. revoluta*, *D. ensifolia*, *D. javanica*) (ESM-4).

The results shown here, together with other past records from islands where the species is currently absent, such as Rimatara (French Polynesia) (Prebble and Wilmshurst 2009; Prebble M, unpublished data), enhance the

past distribution area of *D. cf. intermedia/adenanthera* across the Pacific.

#### **Ecological preferences and potential paleoenvironmental usefulness**

Extant *Dianella* species usually form dense terrestrial 1 to 2 m high clumps, tufts or spreading colonies that grow in many different habitats: grasslands, shrublands, moist forests, dry woodlands, grassy wetlands, coastal dunes, rocky areas, swamps and mires, etc. (e.g., Moore and Edgar 1970; Elliot and Jones 1984; Wardle 1991; George 1994; Hunter and Bell 2007; Franklin et al. 2008). Propagation can be by seeds, most probably through birds eating the fruit, but vegetative propagation by clump division is very common (Elliot and Jones 1984).

For the fossil *Dianella* recorded in this study, the lithological, geochemical and biological features of the sediments where its pollen and seeds were found can provide environmental insights into its habitat preferences. Although at present the bottom of the Raraku crater is occupied by a shallow lake, changes in the lake level and palaeoenvironment between lacustrine and mire conditions have been

described since the Last Glacial Period (Sáez et al. 2009). The stratigraphic interval where *Dianella* is found in the Raraku sequence (~7 m to ~1.5 m) corresponds to a sedimentary unit composed of reddish-brown massive and banded peaty deposits (Sáez et al. 2009). These deposits consist of abundant grass and sedge macroremains (notably sedge seeds), together with invertebrate faunal remains such as oribatid mites, Coleoptera Curculionidae and other animal fragments, which have been interpreted as indicative of mire conditions (Sáez et al. 2009; Cañellas-Boltà et al. 2012). The high concentration of *Dianella* pollen observed and the presence of numerous seeds suggest a highly localized and abundant presence of the plant, most likely growing directly on the palaeo-peatland inside the Raraku crater. Therefore, the results suggest that the pollen and seeds of *Dianella* in the record are associated with mire conditions (water saturated but not flooded), and hence, they are potentially useful as palaeoecological indicators of these conditions. This should be tested in further palaeoecological analysis. Although *Dianella* sp. are not species restricted to wetland habitats, some species have been observed in ombrotrophic bogs, swamps and other mires (e.g. Wardle 1991; Bell et al. 2012). These wetlands are characterized by being fed only by precipitation and by commonly being nutrient-poor and acidic, which may be similar to the past conditions of the Raraku palaeo-mire. Furthermore, macrofossil and pollen records suggest a plant community growing at that time in the crater dominated by *Dianella* sp. and Cyperaceae, with some Poaceae, as well as abundant ferns during the initial phases of this period (Fig. 3). The presence of palm pollen suggests the likely presence of palm stands surrounding the mire.

This palaeohabitat at the Raraku site would have been established after a lake level drop at the beginning of the Holocene (~9.4 cal. kyr B.P.) that transformed the late Pleistocene Raraku lake phase (characterized by muddy sedimentation) into a mire (Sáez et al. 2009). Both the progressive sedimentary infilling of the basin and possibly warmer and drier climate conditions would have favored the existence and development of such a mire environment during the early to mid Holocene

period (Sáez et al. 2009; Cañellas-Boltà et al. 2012). Some paleoclimatic records suggest that warmer and drier climatic conditions such as these occurred during the early to mid Holocene at similar latitudes along the west coast of central Chile (e.g., Jenny et al. 2002; Valero-Garcés et al. 2005; Maldonado and Villagrán 2006; Sáez et al. 2007; Kaiser et al. 2008). Previous palynological research on Easter Island has indicated that overall warm and moist conditions prevailed during this period (Flenley et al. 1991; Butler and Flenley 2010), although the possibility of some dry phases was also suggested (Flenley et al. 1991). However, a clear climatic scenario for this period cannot be drawn from these studies due to poor data, large sedimentary gaps, and the difficulty of establishing a sound chronological framework (Flenley et al. 1991; Flenley 1996).

#### ***Dianella* extirpation at the Raraku site**

Currently, *Dianella* is not found on Easter Island, either in natural or in cultivated form; therefore, it can be declared extirpated on the island. Climatic and ecological changes are the most likely causes for the growth and demise of *Dianella* sp. observed at Raraku. The disappearance of *Dianella* sp. from the pollen record coincides with an increase in Cyperaceae pollen (Fig. 3) and a shift in the Cyperaceae seed record, with the replacement of *Cyperus*-type seeds by *Scirpus*-type seeds (Fig. 3). Other noteworthy changes observed are the decrease in oribatid mite and insect remains and the appearance of some cladoceran ephippia (Fig. 3). These changes, combined with an increase in magnetic susceptibility (ms) and decreases in C/N and  $\delta^{13}\text{C}$  values (Sáez et al. 2009; Cañellas-Boltà et al. 2012) suggest a likely progressive rise of the water level in the Raraku mire (Sáez et al. 2009), as has also been observed in similar records (Ancour et al. 1999; Hong et al. 2001). A high water table may have favored the development of more aquatic plants such as *Scirpus* sp. (which is now dominant in the lake littoral areas) and prevented the development of *Dianella* sp. and other plants typical of non-flooded habitats. This is consistent with some regional palaeoclimatic records of similar latitude in central Chile that suggest increased humidity approximately 5.7-4 cal. kyr B.P. (e.g., Jenny et al. 2002;



Valero-Garcés et al. 2005; Maldonado and Villagrán 2006; Sáez et al. 2007; Kaiser et al. 2008), most likely as a result of an increase in the frequency of El Niño events (Kaiser et al. 2008).

The disappearance of *Dianella* from the Raraku record approximately 5.4 cal. kyr B.P. does not necessarily imply its coincident extinction from the island. Many *Dianella* species appear to be very resistant plants that can survive in extreme environments, growing in many habitats, including rocky outcrops and cliffs, as observed in populations from other Pacific islands. Moreover, the Raraku record does not capture the entire diversity of the island. Therefore, the continuity of *Dianella* in other Easter Island locations cannot be dismissed. Our data do not permit elucidation of the final decline of this plant on the island as a whole. Further palaeoecological research conducted on sediments from other localities, such as the Rano Aroi fen (Margalef et al. 2013) and the Rano Kau lake, will hopefully shed more light in this issue.

### Conclusion and final remarks

The dramatic transformations of the landscape of Easter Island during the last millennia have resulted in numerous plant introductions and local extinctions. These changes, together with the lack of knowledge of the flora just before human arrival, as well as the few and imprecise reports of the first European expeditions, make it difficult to elucidate the native plant diversity on the island. Furthermore, determining whether a species is native or introduced (by Polynesian settlers or by the first Europeans or by the ensuing colonizers) is often complicated. This study provides an example of the usefulness of combined palynological and plant macrofossil studies of core sediments in identifying native plants and past plant distributions because such combined analyses provide unequivocal evidence of past plant occurrence. A new plant has been identified as native to Easter Island through the identification of seeds and pollen in sediments from a core recovered from a lake. This plant, *Dianella* sp., most likely *D. cf. intermedia/adenanthera*, was present during

the early to mid Holocene (from 9.4 to 5.4 cal. yr B.P.) in the Raraku crater in what was previously a peaty environment. Its presence in the sedimentary record of the Raraku basin infill is linked to the environmental conditions (mainly of the water table) that configured a mire environment in which the plant appeared to grow. Therefore, the presence of pollen and seeds of *Dianella* may represent potential palaeoecological indicators of such conditions. The disappearance of this plant is most likely linked to an increase in the water level in the Raraku crater but does not necessarily represent its total extinction from the island because the crater does not represent the complete diversity of the island. Studies such as this support the existence of greater diversity on the island than previously thought. Further palaeoecological research on sediments from other localities in Easter Island and other Pacific Island, would help to trace the history of *Dianella*.

**Acknowledgements** This research was funded by the Spanish Ministry of Science and Education, through the projects LAVOLTER (CGL2004-00683/BTE), GEOBILA (CGL2007-60932/BTE) and CONSOLIDER GRACCIE (CSD2007-00067) and an undergraduate grant (BES-2008-002938 to N. Cañellas-Boltà). We are grateful to CONAF (Chile) and the Riroroko family for the facilities provided on Easter Island. We also thank Hilary H. Birks and Teresa Garnatje for their assistance during the work and Juan José Pueyo for his help with SEM photographs

### References

- APG III (2009) An update of the Angiosperm Phylogeny Group classification for the orders and families of flowering plants: APG III. *Bot J Linn Soc* 161: 105-121
- Ancour A-M, Bonnefille R, Hillaire-Marcel C (1999) Sources and accumulation rates of organic carbon in an equatorial peat bog (Burundi, East Africa) during the Holocene: carbon isotope constraints. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol* 150: 179-189
- Azizi G, Flenley JR (2008) The last glacial maximum climatic conditions on Easter Island. *Quat Int* 184: 166-176

- Baker PE, Buckley F, Holland JG (1974) Petrology and Geochemistry of Easter Island. *Contrib Mineral Petr* 44: 85-100
- Bell DM, Hunter JT, Montgomery L (2012) Ephemeral wetlands of the Pilliga Outwash, northwest NSW. *Cunninghamia* 12: 181-190
- Bennett KD (2002) Documentation for Psimpoll 4.10 and Pscomb 1.03, C Programs for Plotting Pollen Diagrams and Analysing Pollen Data. Uppsala University, Uppsala
- Birks HH (2001) Plant macrofossils. In: Smol JP, Birks HJB, Last WM (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, vol. 3. Kluwer, Dordrecht, pp 49-74
- Butaud J-F (2010) *Gambier. Guide floristique*. Direction De l'Environnement. Government of French Polynesia, Papeete  
<http://www.environnement.pf/spip.php?article125>
- Butler KR, Flenley J (2010) The Rano Kau 2 pollen diagram: Paleocology revealed. *Rapa Nui Journal* 24: 5-10
- Cañellas-Boltà N, Rull V, Sáez A, Margalef O, Giral S, Pueyo JJ, Birks HH, Birks HJB, Pla-Rabes S (2012) Macrofossils in Raraku Lake (Easter Island) integrated with sedimentary and geochemical records: towards a paleoecological synthesis. *Quat Sci Rev* 34: 113-126
- Cañellas-Boltà N, Rull V, Sáez A, Margalef O, Bao R, Pla-Rabes S, Blauw M, Valero-Garcés B, Giral S (2013) Vegetation changes and human settlement of Easter Island during the last millennia: a multiproxy study of the Lake Raraku sediments. *Quat Sci Rev* 72: 36-48
- Chase MW, Reveal JL, Fay MF (2009) A subfamilial classification for the expanded asparagalean families Amaryllidaceae, Asparagaceae and Xanthorrhoeaceae. *Bot J Linn Soc* 161: 132-136
- Cummings LS (1998) A review of recent pollen and phytolith studies from various contexts on Easter Island. In: Stevenson CM, Lee G, Morin FJ (eds) *Easter Island in Pacific context*, South Seas Symposium: Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia, Los Osos, USA, pp 100-106
- Diamond J (2005) *Collapse. How societies choose to fail or survive*. Allen Lane, London
- Dubois A, Lenne P, Nahoe E, Rauch M (2013) *Plantas de Rapa Nui. Guía Ilustrada de la Flora de Interés Ecológico y Patrimonial*. Umanga mo te Natura, CONAF, ONF International, Santiago
- Dumont HJ, Cocquyt C, Fontugne M, Arnold M, Reyss JL, Bloemendal J, Oldfield F, Steenbergen LM, Korthals HJ, Zeeb B (1998) The end of moai quarrying and its effects on Lake Rano Raraku, Easter Island. *J Paleolimnol* 20: 409-422
- Elix JA, McCarthy PM (2008) Checklist of Pacific Island Lichens. Australian Biological Resources Study, Canberra. Version 21 August 2008.  
[http://www.anbg.gov.au/abrs/lichenlist/Pacific\\_introduction.html](http://www.anbg.gov.au/abrs/lichenlist/Pacific_introduction.html)
- Elliot WR, Jones DL (1984) *Encyclopaedia of Australian plants, suitable for cultivation*. Vol. 3. Lothian Publishing Company, Melbourne
- Etienne M, Michea G, Díaz E (1982) Flora, vegetación y potencial pastoral de la Isla de Pascua. *Boletín Técnico n° 47*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Agrarias, Veterinarias y Forestales, Santiago
- Flenley JR (1993a) The palaeoecology of Easter Island, and its ecological disaster. In: Fischer SR (ed) *Easter Island studies: Contribution to the history of Rapa Nui in memory of T. Mulloy*. The Short Run Press, Exeter, pp 27-45
- Flenley JR (1993b) The present flora of Easter Island and Its Origins In: Fischer SR (ed) *Easter Island studies. Contribution to the history of Rapa Nui in memory of T. Mulloy*. The Short Run Press, Exeter, pp 7-15
- Flenley JR (1996) Further Evidence of Vegetational Change on Easter Island. *South Pacific Study* 16: 135-141
- Flenley JR, Bahn P (2003) *The Enigmas of Easter Island. Island on the Edge*. University Press, Oxford
- Flenley JR, King ASM, Jackson J, Chew C (1991) The Late Quaternary vegetational and climatic history of Easter Island. *J Quat Sci* 6: 85-115
- Florence J, Chevillotte H, Ollier C, Meyer J-Y (2007) Base de données botaniques Nadeaud de l'Herbier de la Polynésie française (PAP). <http://www.herbier-tahiti.pf>
- Franklin J, Keppel G, Whistler WA (2008) The vegetation and flora of Lakeba, Nayau and Aiwa Islands, Central Lau Group, Fiji. *Micronesica* 40: 169-225
- George AS (Executive editor) (1987) *Flora of Australia*. Vol. 45. Hydatellaceae to Liliaceae. Australian Government Publishing Service, Canberra
- George AS (Executive editor) (1994) *Flora of Australia*. Vol. 49. Oceanic Islands Australian Government Publishing Service, Canberra
- Herrera C, Custodio E (2008) Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. *Hydrogeol J* 16: 1,329-1,348
- Hong YT, Wang ZG, Jiang HB, Lin QH, Hong B, Zhu YX, Wang Y, Xu LS, Leng XT, Li HD (2001) A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a  $\delta^{13}\text{C}$  time series from peat cellulose. *Earth Planet Sci Lett* 185: 111-119

- Horrocks M, Wozniak JA (2008) Plant microfossil analysis reveals disturbed forest and mixed-crop, dryland production system at Te Niu, Easter Island. *J Archaeol Sci* 35: 126-142
- Hunt T (2007) Rethinking Easter Island's ecological catastrophe. *J Archaeol Sci* 34: 485-502
- Hunter JT, Bell D (2007) Vegetation of montane bogs in East-flowing catchments of Northern New England, New South Wales. *Cunninghamia* 10: 77-92
- Jenny B, Valero-Garcés BL, Villa-Martínez R, Urrutia R, Geyh M, Veit H (2002) Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quat Res* 58: 160-170
- Kaiser J, Schefuß E, Lamy F, Mohtadi M, Hebbeln D (2008) Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quat Sci Rev* 27: 2,064-2,075
- Maldonado A, Villagrán C (2006) Climate variability over the last 9900 cal. yr B.P. from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quat Res* 66: 246-258
- Mann D, Edwards J, Chase J, Beck W, Reanier R, Mass M, Finney B, Loret J (2008) Drought, vegetation change, and human history on Rapa Nui (Isla de Pascua, Easter Island). *Quat Res* 69: 16-28
- Margalef O, Cañellas-Boltà N, Pla-Rabes S, Giralt S, Pueyo JJ, Jooster H, Rull V, Buchaca T, Hernández A, Valero-Garcés BL, Moreno A, Sáez A (2013) A 70,000 year multiproxy record of climatic and environmental change from Rano Aroi peatland (Easter Island). *Global Planet Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.05.016
- Maunder M, Culham A, Alden B, Zizka G, Orliac C, Lobin W, Bordeu A, Ramírez JM, Glissmann-Gough S (2000) Conservation of the Toromiro tree, case study in the management of a plant extinct in the wild. *Conserv Biol* 14: 1,341-1,350
- Moore LB, Edgar E (1970) *Flora of New Zealand, Volume II: Indigenous Tracheophyta - Monocotyledons except Graminae*. Botany Division, Department of Scientific and Industrial Research. Christchurch, New Zealand
- Orliac C (2000) The woody vegetation of Easter Island between the early 14th and the mid-17th centuries AD. In: Stevenson CM, Ayres WS (eds) *Easter Island archaeology. Research on early Rapanui Culture*. Easter Island Foundation, Los Osos, pp 211-220
- Orliac C, Orliac M (1998) The disappearance of Easter Island's forest, over-exploitation or climatic catastrophe? In: Stevenson CM, Lee G, Morin FJ (eds) *Easter Island in Pacific context, South Seas Symposium: Proceedings of the Forth International Conference on Easter Island and East Polynesia, Los Osos, USA*, pp 129-134
- Paulay G, Spencer T (1989) *Vegetation of Henderson Island*. *Atoll Res Bull* 328: 1-19
- Prebble M, Wilmshurst JM (2009) Detecting the initial impact of humans and introduced species on island environments in Remote Oceania using palaeoecology. *Biol Invasions* 11: 1,529-1,556
- Rull V, Cañellas-Boltà N, Sáez A, Giralt S, Pla S, Margalef O (2010a) Paleocology of Easter Island: evidence and uncertainties. *Earth-Sci Rev* 99: 50-60
- Rull V, Stansell ND, Montoya E, Bezada M, Abbott MB (2010b) Palynological signal of the Younger Dryas in tropical Venezuelan Andes. *Quat Sci Rev* 29: 3,045-3,056
- Sáez A, Valero-Garcés BL, Moreno A, Bao R, Pueyo JJ, Gonzalez-Samperiz P, Giralt S, Taberner C, Herrera C, Gibert RO (2007) Lacustrine sedimentation in active volcanic settings: the Late Quaternary depositional evolution of Lake Chungará (northern Chile). *Sedimentology* 54: 1,191-1,222
- Sáez A, Valero-Garcés BL, Giralt S, Moreno A, Bao R, Pueyo JJ, Hernández A, Casas D (2009) Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27°S). *Quat Sci Rev* 28: 2,743-2,759
- Skottsberg C (ed) (1956) *The Natural History of Juan Fernández and Easter Island*. Almqvist & Wiksells, Uppsala
- Smith AC (1979) *Flora Vitiensis Nova. A New Flora of Fiji (spermatophytes only)*, vol 1. Pacific Tropical Botanical Garden. Lawai, Kauai, Hawaii
- Valero-Garcés BL, Jenny B, Rondanelli M, Delgado-Huertas A, Burns SJ, Veit H, Moreno A (2005) Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34° 30'S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46000 yr. *J Quat Sci* 20: 625-641
- WCSP (2012) 'World Checklist of Selected Plant Families. Facilitated by the Royal Botanic Gardens, Kew. Published on the Internet; <http://apps.kew.org/wcsp/> Retrieved October 2012.'
- Waldren S, Florence J, Chepstow-Lusty AJ (1995) Rare and endemic vascular plants of the Pitcairn Islands, South-Central Pacific Ocean: a conservation appraisal. *Biol Conserv* 74: 83-98
- Wardle P (1991) *Vegetation of New Zealand. 1. New Zealand, Plants*. Cambridge University Press. Cambridge
- Zizka G (1991) Flowering plants of Easter Island. *Palmarum Hortus Francofurtensis Scientific Reports* 3. Palmengarten, Frankfurt a. M

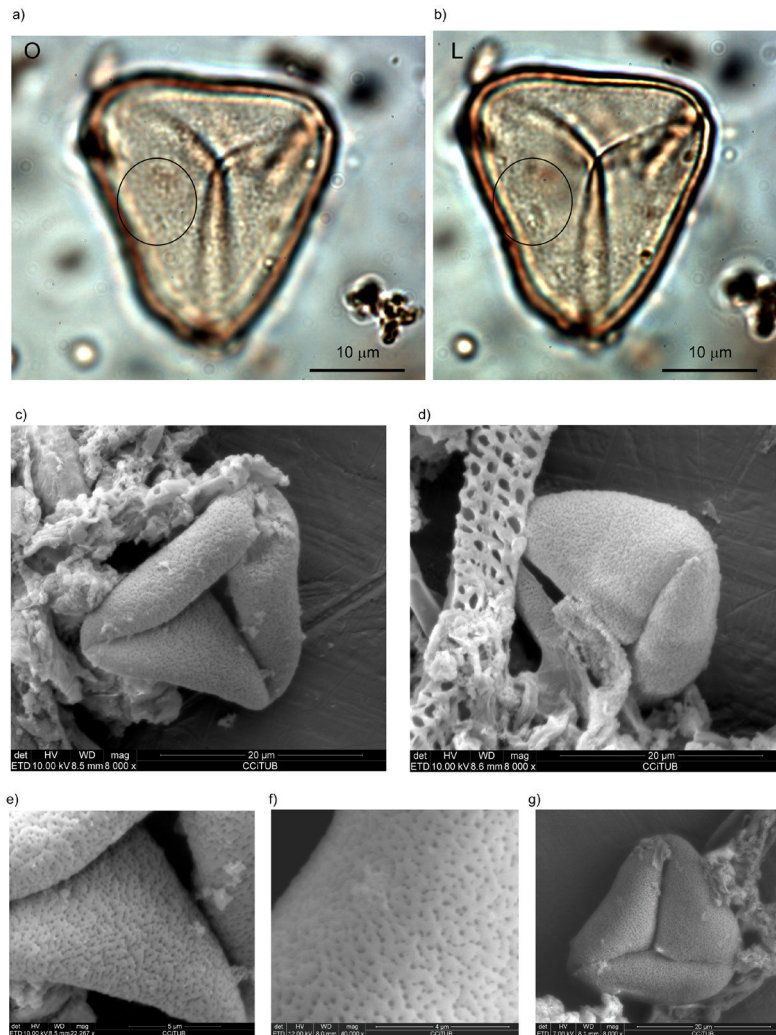


## Supplementary material

EMS 1. Supplementary material 1. Description of the seed and pollen observed in Lake Raraku sediments and identified as *Dianella cf. intermedia/adenanthera*

Seeds	hard, roughly ovoid, black, shiny, 3.5-4 mm
Pollen	Monad, triangular shape (polar view), trichotomosulcate, perforate, median 25-30 $\mu\text{m}$

EMS 2. Supplementary material 2. Photographs of pollen observed in Lake Raraku sediments identified as *Dianella cf. intermedia/adenanthera* (polar view). a-b) from light microscope. Note the changes observed in the surface of the pollen grain, following a OL pattern: from dark islands and light channels in O, and light islands and dark channels in L. c-g) from SEM (at high vacuum, without fixation)



EMS 3. Supplementary material 3. Photographs of seeds observed in Lake Raraku sediments and identified as *Dianella cf. intermedia/adenanthera*. a-g) photograph obtained with a stereomicroscope; h-k) photographs with SEM



EMS 4. Supplementary material 4. *Dianella* species and their distribution (according WCSP 2012).

NAME	DISTRIBUTION
<i>Dianella acutifolia</i> Schlittler	New Caledonia
<i>Dianella adenanthera</i> (G.Forst.) R.J.F.Hend.	S. Pacific
<i>Dianella amoena</i> G.W.Carr & P.F.Horsfall	SE. Australia
<i>Dianella atraxis</i> R.J.F.Hend.	NE. Queensland
<i>Dianella bambusifolia</i> Hallier f.	New Guinea to NE. Queensland
<i>Dianella boliviana</i> Schlittler	Bolivia
<i>Dianella brevicaulis</i> (Ostenf.) G.W.Carr & P.F.Horsfall	S. Australia
<i>Dianella brevipedunculata</i> R.J.F.Hend	SE. Queensland
<i>Dianella caerulea</i> Sims	S. New Guinea to E. & SE. Australia
<i>Dianella callicarpa</i> G.W.Carr & P.F.Horsfall,	Victoria
<i>Dianella carolinensis</i> Lauterb	Caroline Is.
<i>Dianella congesta</i> R.Br	SE. Queensland to E. New South Wales
<i>Dianella crinoides</i> R.J.F.Hend	E. Australia
<i>Dianella daenikeri</i> Schlittler	New Caledonia
<i>Dianella dentata</i> Schlittler	SE. China
<i>Dianella ensifolia</i> (L.) DC	S. Trop. Africa (Chimanimani Mts.) to Trop. & Subtrop. Asia
<i>Dianella fruticans</i> R.J.F.Hend.	E. Queensland
<i>Dianella haematica</i> Heenan & de Lange	New Zealand, North I.
<i>Dianella incollata</i> R.J.F.Hend.	NE. Queensland
<i>Dianella intermedia</i> Endl.	Norfolk I.
<i>Dianella javanica</i> (Blume) Kunth	Malesia to SW. Pacific
<i>Dianella latissima</i> Heenan & de Lange	New Zealand North I.
<i>Dianella longifolia</i> R.Br.	N. & E. Australia
<i>Dianella monophylla</i> Hallier f.,	New Guinea
<i>Dianella nervosa</i> R.J.F.Hend.	E. Queensland to NE. New South Wales
<i>Dianella nigra</i> Colenso,	New Zealand
<i>Dianella odorata</i> Blume	C. Malesia to N. Australia
<i>Dianella pavopennacea</i> R.J.F.Hend	N. Queensland
<i>Dianella pendula</i> Schlittler	New Caledonia (fs. Loyauté)
<i>Dianella plicata</i> Schlittler	New Caledonia
<i>Dianella porracea</i> (R.J.F.Hend.) Horsfall & G.W.Carr	S. Queensland to NE. South Australia
<i>Dianella prunina</i> R.J.F.Hend	SE. New South Wales
<i>Dianella rara</i> R.Br	E. Queensland
<i>Dianella revoluta</i> R.Br.	E. & S. Australia
<i>Dianella saffordiana</i> Fosberg & Sacht,	Marianas (Guam)
<i>Dianella sandwicensis</i> Hook. & Arn., B	New Caledonia, Hawaiian Is., Marquesas
<i>Dianella serrulata</i> Hallier f	New Guinea to NE. Queensland
<i>Dianella stipitata</i> Schlittler	New Caledonia
<i>Dianella tarda</i> Horsfall & G.W.Carr	SE. Australia
<i>Dianella tasmanica</i> Hook.f.,	SE. New South Wales to Tasmania
<i>Dianella tenuissima</i> G.W.Carr,	New South Wales



# Climate and lake ontogeny as forcings of vegetation changes at Lake Raraku (Easter Island) during Late Pleistocene and Holocene\*

Núria Cañellas-Boltà<sup>1,2</sup>, Valentí Rull<sup>2</sup>, Alberto Sáez<sup>1</sup>, Olga Margalef<sup>3</sup>, Sergi Pla-Rabes<sup>4,5</sup>, Blas Valero-Garcés<sup>6</sup>, Santiago Giralte<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Stratigraphy, Paleontology & Marine Geosciences; Universitat de Barcelona. Martí Franqués s/n, 08028 Barcelona, Spain, e-mail: nuriacatchb@gmail.com

<sup>2</sup> Palynology & Paleocology Lab, Botanic Institute of Barcelona (IBB-CSIC-ICUB). Passeig del Migdia s/n, 08038 Barcelona, Spain

<sup>3</sup> Institute of Earth Sciences Jaume Almera (ICTJA-CSIC). Lluís Solé Sabarís s/n 08028, Barcelona, Spain

<sup>4</sup> Biogeodynamics and Biodiversity Group, Center for Advanced Studies of Blanes (CEAB-CSIC), Cala St. Francesc 14, 17300 Blanes, Spain

<sup>5</sup> Centre for Ecological Research and Forestry Applications (CREAF), Cerdanyola del Vallès, 08193 Barcelona, Spain

<sup>6</sup> Pyrenean Institute of Ecology (IPE-CSIC), Apdo. 13034, E-50080 Zaragoza, Spain

**Abstract.** Easter Island has become one of the most well-known examples of human impact on ecosystems. Currently covered by grasslands, palynological studies have shown that the island was once the home of palm-forests. The demise of the forest has been commonly attributed to deforestation by human, while the role of climate and other environment factors have been usually dismissed. Long-term records are imperative to understand past vegetation dynamics and the influence of non-human factors in vegetation, which is essential to properly assess the role of climate and human action in the changes. A multiproxy study has been carried on a sedimentary core at Lake Raraku spanning last 34 cal kyr BP, showing a good correlation between pollen data and geochemical and sedimentary changes. The results reveal large and sometime rapid vegetation changes due to climate variations and changes in the sedimentary environment. This demonstrates the great importance of these “natural” driving forces in the environmental history of Easter Island. Seven phases have been identified in the vegetation, which agree with other paleoenvironmental records in the Island and regionally.

## 1. Introduction

Easter Island has become a paradigmatic example of deep human impact on ecosystems. The island is currently covered almost entirely by grasslands (90%) with some spots of introduced trees and shrubland vegetation (Etienne 1982), but according to palynological works it was formerly occupied by palm-forests (Flenley and King 1984, Flenley et al. 1991, Azizi and Flenley 2008, Mann et al. 2008, Butler and Flenley 2010). The prevailing view attributes the demise of this forest as a result of human deforestation. Some authors have suggested a potential role of recent climatic events as for example the Little Ice Age (LIA) or an intensification of the ENSO variability, but these proposals are based on theoretical speculations without the

supporting evidence required (McCall 1993, Hunter-Anderson 1998, Nunn 2000). Thus, climate and other environmental changes have been commonly dismissed.

To properly assess the role of climate and human, as well as other environmental factors, on changes in the vegetation and the landscape is essential understanding the natural variability of communities and vegetation responses to climatic changes and non-human ecological factors through time. This requires of long paleoecological records, prior to human impact, which provide the long perspective necessary to comprehend these vegetation responses at different time-scales. Few long records have been obtained

\* in preparation to be submitted to *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (may 2014).

on wetland sites at Easter Island (Rano Kau, Rano Raraku and Rano Aroi) and vegetation dynamics is not still well understood (Flenley and King 1984, Flenley et al. 1991, Butler and Flenley 2010, Horrocks et al. 2012, Horrocks et al. 2013, Margalef et al. 2013). These studies point conspicuous vegetation changes prior the human arrival to the island, but climatic inferences were usually deduced from the same pollen data, precluding independent assessment of both climate/vegetation variations (e.g. Flenley 1993, Flenley and Bahn 2003). Moreover, dating inconsistencies and sedimentary hiatuses complicate the interpretation of most of these records (Flenley 1996, Butler and Flenley 2010, Horrocks et al. 2013).

Here, we present a long-term multiproxy study of a composite sedimentary core obtained at Lake Raraku, spanning last 34 cal kyr, with the aim of studying vegetation dynamics and its related environmental forcings. Significant long-term climate variations, involving important temperatures and hydrological changes, have taken place during this period, which includes the Last Glacial Maximum, interglacial transition (Termination 1), and the Holocene. At the same time rapid millennial-scale climate variations have also occurred (the so-called Dansgaard-Oeschger cycles, Heinrich events, Younger Dryas). In addition, previous studies have identified changes in lake morphology and hydrological state which may have also influenced vegetation dynamics (Sáez et al. 2009). In the present study, pollen data at higher resolution to date for lake Raraku have been combined with sedimentological, geochemical (continuous FRX elemental and isotopic analyses), diatoms and microfossil analyses of the same core previously published (Sáez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012), allowing independent reconstructions of both climate and vegetation, thus analyzing biotic responses to environmental changes without circular reasoning. This provides a complete scenario for climate and environmental changes, showing important (and sometime rapid) vegetation changes at Lake Raraku basin due to climate variations and sedimentary infilling process.

## 2. Study site

Easter Island is a small (~164 Km<sup>2</sup>) volcanic island located in the South Pacific Ocean (27 ° 70'S, 109° 220'W, fig. 1), at about 3700 km from the Chilean coast and 2030 km from the nearest inhabited island (Pitcairn) (Rull et al. 2010). The island has a roughly triangular shape conformed by three main volcanoes in each corner. The topography is characterized by these main volcanoes, 70 minor cones and the rolling surfaces of the lava flows between them (Baker 1974, González-Ferran et al. 2004). The Mount Terevaka (Maunga Terevaka) is the highest summit with 507 m. No permanent surface streams are present nowadays due to the high permeability of the volcanic rocks (Herrera and Custodio 2008). The craters of Rano Raraku, Rano Kau (occupied by lakes), and Rano Aroi (filled by a fen) are the three permanently water reservoirs at present (fig.1). The native flora and fauna of the island have been described as very poor owing the isolation and small area (Skottsberg 1956, Zizka 1991), and have been greatly altered by human activities (Zizka 1991, Dubois 2013). Numerous plant species have been recently introduced and some native species have gone extinct or are currently endangered by human activities (Zizka 1991, Dubois et al. 2013). Nowadays the island is mostly covered by prairies dominated by grasses (90%), with a few tree plantations, shrub areas, and pioneer vegetation (Etienne et al. 1982).

The climate of the Island is subtropical, with an average annual temperature of 21 °C and a range of average monthly temperatures between 16-18 °C in July-September and 24-26 °C in January-March (Mann et al. 2008, Sáez et al. 2009). The total annual precipitation is highly variable, ranging between 500 and 2000 mm, with large alternating dry and humid periods (Horrocks and Wozniak 2008). The climate is mainly determined by the interplay of the South Pacific Anticyclone (SPA), the Intertropical convergence zone (ITCZ), the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) and the Westerly storm tracks (SW) (Sáez et al. 2009, Margalef et al. 2013). Higher rainfall rates occur in winter months (March to June) owing to the weakness of the SPA and the northward



seasonal migration of the ITCZ, the SPCZ and the SW. During summer, rain is mainly driven by the land-sea breeze and convection induced by the warmer Sea Surface Temperatures (SST) and Easter Island orography (Mucciarone and Dunbar 2003, Junk and Claussen 2011).

Lake Raraku is a small (0.11 km<sup>2</sup>) shallow (2-3 m depth) freshwater lake (Sáez et al. 2009), situated at 75 m altitude inside a volcanic crater of more than 300,000 years old (Baker et al. 1974) (fig. 1). The crater catchment (around 0.35 km<sup>2</sup> of surface area) is mainly composed of volcanic tuff rich in glass,

feldspar, and ilmenite (González-Ferran et al., 2004). The lake is topographically and hydrologically closed and disconnected from the island's main groundwater by impermeable lacustrine sediments (Herrera and Custodio 2008). Rainfall and run-off are the only water inputs (Sáez et al. 2009). The lake water is turbid, well mixed, acidic (pH around 6.3), dilute (average specific conductivity is 640 mS cm<sup>-1</sup>, Geller 1992) and of a Cl-HCO<sub>3</sub>-Na type (Sáez et al., 2009). Today the lake has a flat bottom and it is surrounded by a littoral belt formed mainly by *Scirpus californicus*, which also forms large floating mat patches.

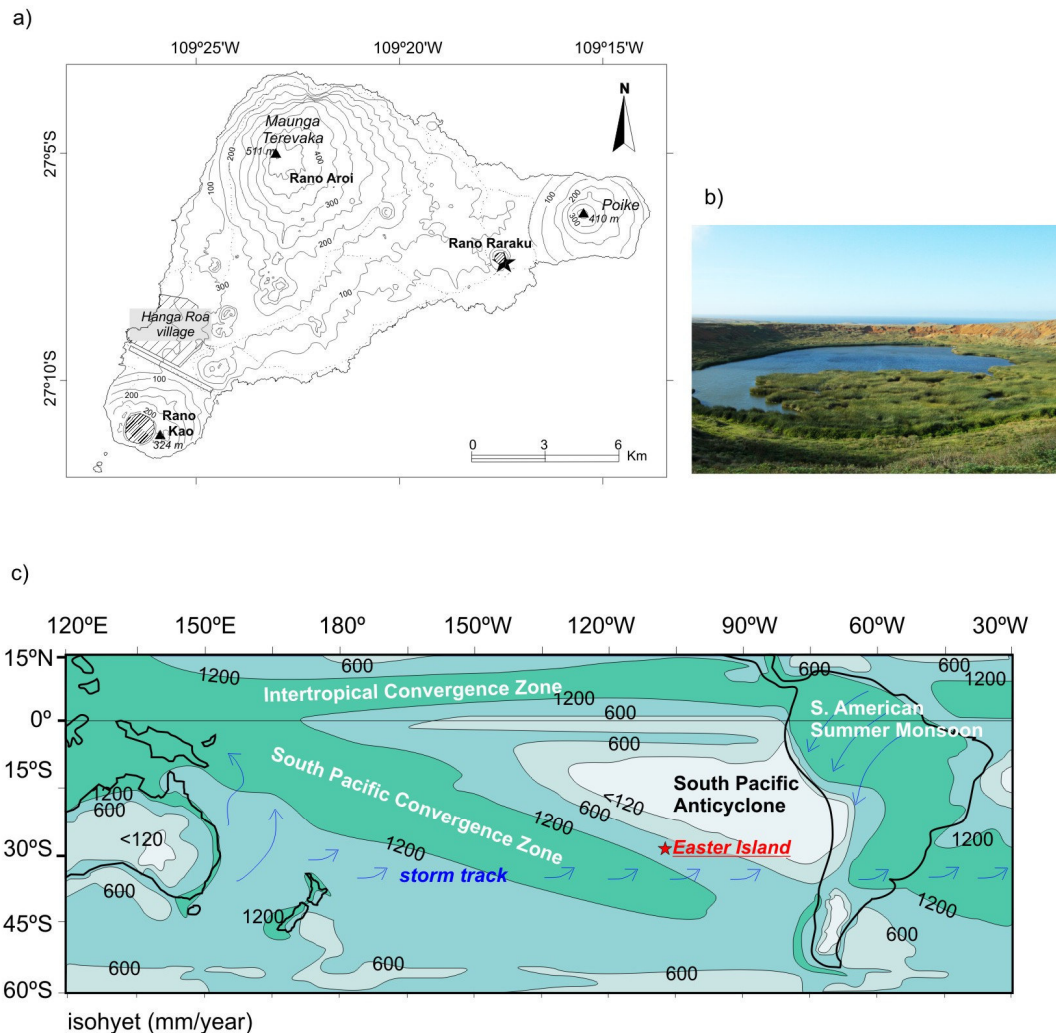


Fig. 1. a) Map of Easter Island showing the location of Lake Raraku. b) Photograph of the Lake Raraku; c) Location of Easter Island on a southern Pacific Ocean rainfall rate map (mm/yr) and main atmospheric systems. Modified from Sáez et al. (2009)

### 3. Material and Methods

#### 3.1. Coring, lithology and chronology.

Multiple sedimentary cores were retrieved from Lake Raraku using a UWITEC corer installed on a UWITEC platform raft in 2006 (Sáez et al. 2009). Core RAR 03 and the lower part of core RAR 07 were combined to form a complete composite stratigraphic sequence of 19 m long (Sáez et al. 2009). A detailed description is provided in Sáez et al. (2009); here we summarize the main lithological and sedimentary characteristics of the cores. The nine sedimentary facies described by Sáez et al. (2009) were generalised in Cañellas-Boltà et al. (2012) into four major sedimentary facies associations (Table 1). From 19 to ~13 m depth, deposits consist of dark grey-reddish organic-rich silt and muds, laminated by water currents including frequent turbiditic flash floods. They have the lowest organic content (60% of dry weight) and the largest mineral fraction (volcanic minerals, clay minerals, and pyrite aggregates) of the sequence. These deposits are interpreted as being largely derived from the steep catchment slopes by water transport and slope-wash, and were termed the High Gradient Lake facies (HGL). Between ~13 and ~7 m depth, sediments are constituted by horizontally coloured laminated algal and organic brown banded mud, including rare flood events layers, and massive brownish organic mud. All consists mostly of non particulate, amorphous organic matter, and are interpreted as autochthonous production deposited in a low gradient lake, with little input of alluvial fine sediments (Low Gradient Lake facies- LGL). The overlapping

facies (between ~7 m and ~0.4 m) are composed of reddish-brown massive and banded muddy peat, formed mainly by macroremains of sedges (Swamp facies association-SWA). A transitional facies between the LGL and the SWA, composed of organic mud rich in macroremains of sedges, has also been recognised. A thin interval of silica-rich silty peat is observed at 2-2.30 m depth, interpreted as deposits in a shallow lake surrounding by floating peat (low gradient lake with Floating Peat facies-LFP). The upper ~40 centimeters of the core have not been included in this study due to inconsistencies in the chronological framework, likely for perturbation by sediment mixing. According to Sáez et al. (2009), this section probably corresponds to relatively recent sedimentation after a long sedimentary hiatus. The vegetation history for this recent period, that have been considered here, is from the better preserved record from RAR08 core that has been specifically published by Cañellas-Boltà et al. (2013).

The chronological framework was built from radiocarbon dates from pollen enriched-extracts and *Scirpus* macrorest obtained in previous published works of Sáez et al. (2009) and Cañellas-Boltà et al. (2012) (appendix 1). For the present paper, an age-depth model was constructed using linear interpolation between adjacent radiocarbon dates with Clam-software (Blauw 2010) (appendix 1). A combination of Southern Hemisphere calibration curve (SH\_Cal04, McCormac et al. 2004) for ages younger than 11 cal ky BP and Northern hemisphere (IntCal09, Reimer et al. 2009) for older ages, was used to calibrate dates.

Table 1. Facies associations of Cañellas-Boltà et al. (2012) used in this study, their description and correspondence with Facies and Units described by Sáez et al. (2009).

FACIES ASSOCIATION (Cañellas-Boltà et al. 2012)	FACIES (Sáez et al. 2009)	UNITS (Sáez et al. 2009)	Description	Paleoenvironmental interpretation
HGL	Facies 1, 2	Unit 1, bottom Unit 2	Laminated grey-reddish, muddy silt with frequent turbidite layers	High gradient lake (steep slopes of lake margins)
LGL	Facies 4, 5, 6, 7	Mid and upper Unit 2	Laminated- coloured and banded-massive brown organic mud with rare turbidite layers	Low gradient lake (gentle slope of lake margins )
SWA	Facies 8	Units 3, 4a	Reddish peat	Swamp
LFP	Facies 9	Unit 4b	Silica-rich silty peat with diatoms	Low gradient lake with floating peat



### 3.2. Pollen analysis

One hundred and four samples were processed for pollen analysis according to slightly modified standard laboratory procedures which include sieving, KOH, HCl and HF digestions, and acetolysis (Rull et al. 2010b). An exotic marker (*Lycopodium*) was added to each sample before chemical processing for estimating pollen concentrations and influx. Microscopic slides were mounted in silicone oil slides for analysis by light-microscopy at 400x magnification. Pollen counting was performed until at least 200 pollen grains had been reached, excluding semi-aquatic/emergent taxa (Cyperaceae and *Polygonum*). In cases where pollen was very scarce at least 300 exotic markers (*Lycopodium* spores) have been counted. This number is higher than the usually needed to reach counts of 200 pollen in the samples. Pollen results were plotted using psimpoll 4.26 (Bennet 2002) software, and statistically significant pollen zones were obtained with the same software using the method of optimal splitting by information content (OSIC) (Bennett 1996).

### 3.3. Numerical analyses

A correspondence analysis (CA) was performed on the basis of the square root transformed pollen percentage, to explore the overall temporal patterns of the pollen data. Rare taxa were downweighted which dampens, but do not remove, the influence of low abundant species. This analysis assumes a unimodal response model which is the usual case for species-environment relationships (Birks et al. 2010). A canonical correspondence analysis (CCA) was carried on pollen data with geochemical and sedimentological parameters measured on the same composite sequence and detailed in previous published works (see Sáez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012). These parameters include: magnetic susceptibility (ms), total nitrogen (TN), total carbon (TC), bulk  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ , the total content of Si, Ti, S, Fe, Ca, a value of X-ray incoherence/coherence ratio (as a proxy of organic matter) and sedimentation facies association (table 1). Both multivariate analyses (CA and CCA) were performed with R software (R Development Core Team,

2008) and vegan package (Oksanen et al. 2005) with removing samples with geochemical missing values. The sample at 4,95 m depth has been removed for the multivariate analyses because its very particular palinological composition (considered as an outlier), which could hamper the identification of general patterns and trends. Rate-of-change, a quantitative estimate of change per unit time (Bennett and Humpry 1995), was also calculated with psimpoll software using Euclidean distance as a dissimilarity measure between samples.

## 4. Results

### Pollen analysis

The pollen record of Lake Raraku (figures 2 and 3) shows notable changes between 34 to 4.5 cal kyr BP. Most of the record is dominated by tree and shrub pollen types, except for the 1.5-6 m depth where *Dianella* replaces them. Palms are overall the main pollen type observed, together with intermediate values of *Sophora*, *Triumfetta*, Poaceae and Asteraceae. Other taxa abundant at some depths are *Dianella*, *Coprosma*, cf. *Sapindus*, and Myrtaceae sp. Below the 13 m depth, the palynological record is more diverse, and several pollen influx peaks are observed. Some of them, occurring in all taxa, may be related to floods events described in the sequence by Sáez et al. (2009). At 13-13.45 m depth, a high peak of pollen influx is detected, coinciding with a major black coarse grained layer identified by Sáez et al. (2009), and interpreted as a probable episode of high erosion of lake margins after a water level drop. However this peak may also be caused, in part, for changes in the sedimentation rate at this depth. Above 11 m depth, concentration of emergent plant pollen, mainly Cyperaceae, exhibits a marked progressive increase. It is also noteworthy the presence of a period with high values of monolete fern spores (aprox. 7-5 m depth) with a great peak around 5 m, followed by an interval with high *Dianella* pollen influx (5.5-2 m depth). A large abundance of algal microremains (cf. *Tetraedrum*) is striking between 7.5-11 m depth, with a transition zone with lesser presence of these algae up to 13 m depth (fig. 2). Some samples present scarce pollen, with

counts not reaching the 200 pollen grains. Seven significant pollen zones have been identified along the record taking into account the pollen percentage values and they are summarized below.

**- Pollen zone RAK-1 (19-18 cm depth; 34-31.98 cal kyr BP)**

This zone is characterized by a high percentage of tree and shrub pollen. Palm pollen is the dominant type (40-60%), but the presence of pollen from several shrubs or little trees is also noteworthy. It is mainly remarkable the great percentage of *Coprosma* sp., but also *Sophora*, *Triumfetta*, Asteraceae and Poaceae. Moraceae/*Trema*-type and cf. *Sapindus* are relatively abundant through the zone while only few scattered Myrtaceae and Apiaceae are observed. High diversity of ferns is present the zone, although in low percentages. The most abundant ones are *Pteris*, and foveolate and scabrate trilete spore types. Few Cyperaceae pollen are recorded.

**- Pollen zone RAK-2 (18-13.45 cm depth; 31.98-16.95 cal kyr BP; include LGM)**

Tree and shrub pollen types continue as the most abundant pollen types although a slight increase in herbs. Despite of a notable decrease, palm pollen still dominates the record. *Triumfetta* also shows a reduction, together with *Coprosma* which almost disappears and only is sporadically present in a few samples. In contrast, the proportions of *Sophora*, Poaceae and Asteraceae undergo a marked rise, particularly at the upper part of the zone. Moraceae/*Trema*-type and cf. *Sapindus* continue present in low percentage, while some Myrtaceae sp, and Apiaceae sp. are observed scattered in several samples. Likewise, Cyperaceae pollen and fern spores remain in low percentage. It is noteworthy the continued high diversity of fern spores, with a slight rise of foveolate trilete and aerolate monolet spores in the upper half of the zone. Trilete echinate is confined from 14.5 to 16 cm depth.

**- Pollen zone RAK-3 (from 13.45-8.2 cm depth; 16.95-10.8 cal kyr BP)**

This zone presents low amounts of pollen in general and in some samples pollen are scarce, not reaching the 200 pollen grains counted. A marked rise of palm (reaching values around 70-80%) and *Triumfetta* pollen

percentages characterize the zone. In contrast, *Sophora*, Poaceae and Asteraceae notably decrease. Likewise, Moraceae/*Trema*-type and cf. *Sapindus*, sharply decline and are only sporadically observed in very few samples. Ferns spores also exhibit a striking diminution, with the disappearance of some types previously observed. Only *Pteris*-type is relatively abundant, and aerolate and psilate monolet spores show low percentage values. Foveolate trilete and scabrate and echinate monolet fern spores are observed in the bottom of the zone. Some changes are recognised along the zone, such as an interval of higher *Sophora* and less Poaceae between 11.5 to 10.2 m depth, and the notable increase in Cyperaceae above 11 m depth, coinciding with the enhanced decrease of Asteraceae. An outstanding characteristic of the zone RAK-3 is the presence of abundant algal microremains (cf. *Tetraedrum*).

**- Pollen zone RAK-4 (8.2-6 cm depth; 10.8-8.6 cal kyr BP)**

Pollen assemblages of RAK-4 are dominated by palm, reaching values of 80-90%. Instead, *Triumfetta*, Poaceae and Asteraceae undergo a remarkable decrease, and the latter one disappears at the upper half of the zone. In contrast, fern spores show a great increase, mainly the scabrate and psilate monolet-types. However, *Pteris*-type disappears from the record. Cyperaceae shows a progressive marked rise through the zone. The appearance of *Dianella* sp. in the upper half of the zone is also noteworthy.

**- Pollen zone RAK-5 (6-4.8 cm depth; 8.6-7.8 cal kyr BP)**

This small zone is characterized by an abrupt and conspicuous change in the pollen assemblages. A steep rise of pteridophytes spores, mainly aerolate, scabrate and psilate monolet types, are observed, reaching a pronounced peak at the top of the zone together with a steady dramatic increase in *Dianella* pollen. Hence, herb pollen became dominant at the expenses of palm pollen, which shows a marked decrease in percentage (the lowest values in the sequence). *Triumfetta* pollen also diminishes. On another hand, Cyperaceae are abundant although a slight decreasing trend within the zone is observed.

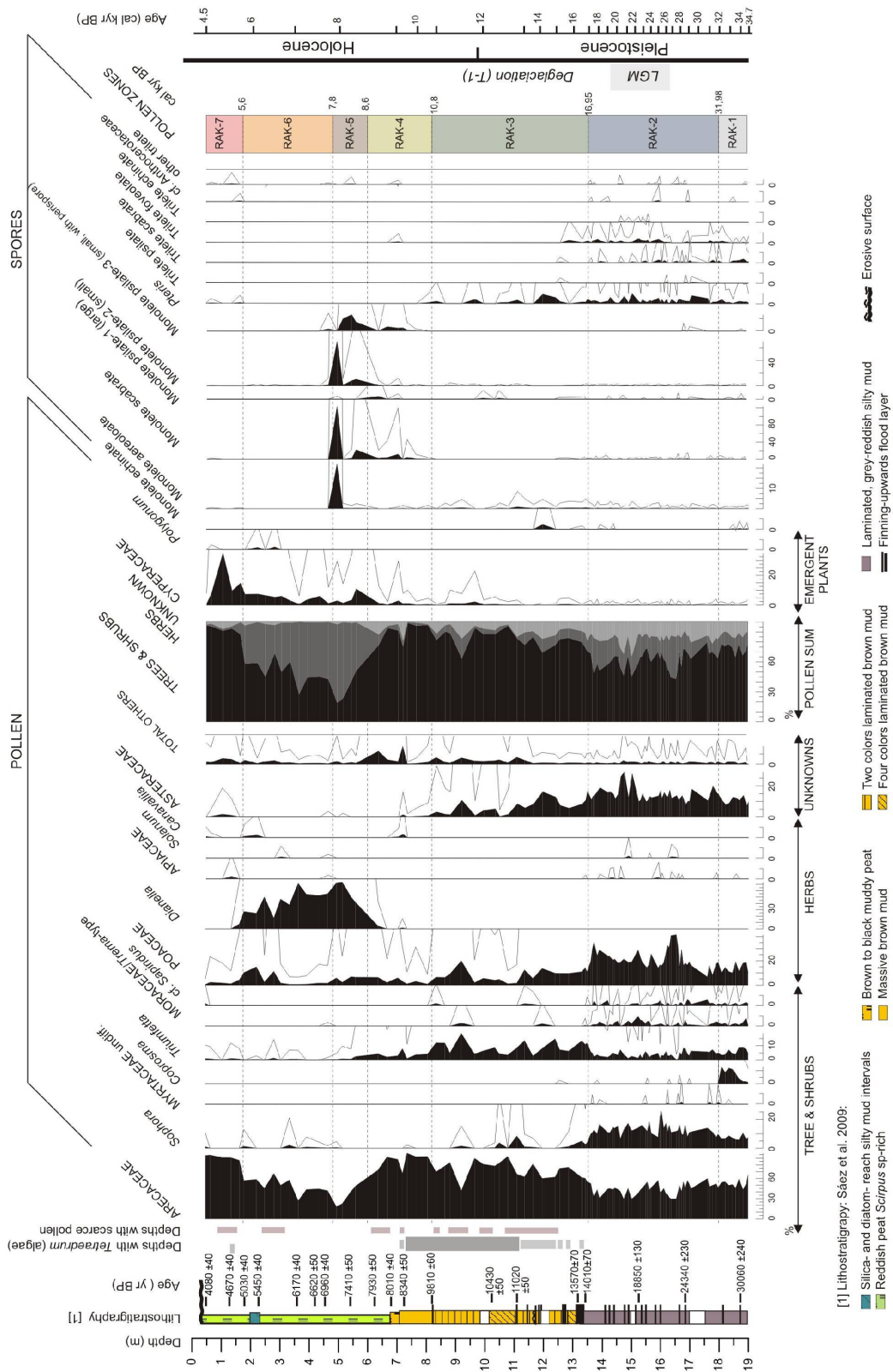


Fig. 2. Percentage diagram of the main pollen and spores types observed in Rano Raraku sequence. Lithostratigraphy and AMS <sup>14</sup>C radiocarbon dates are indicated on the left of the diagram and calibrated dates on the right.

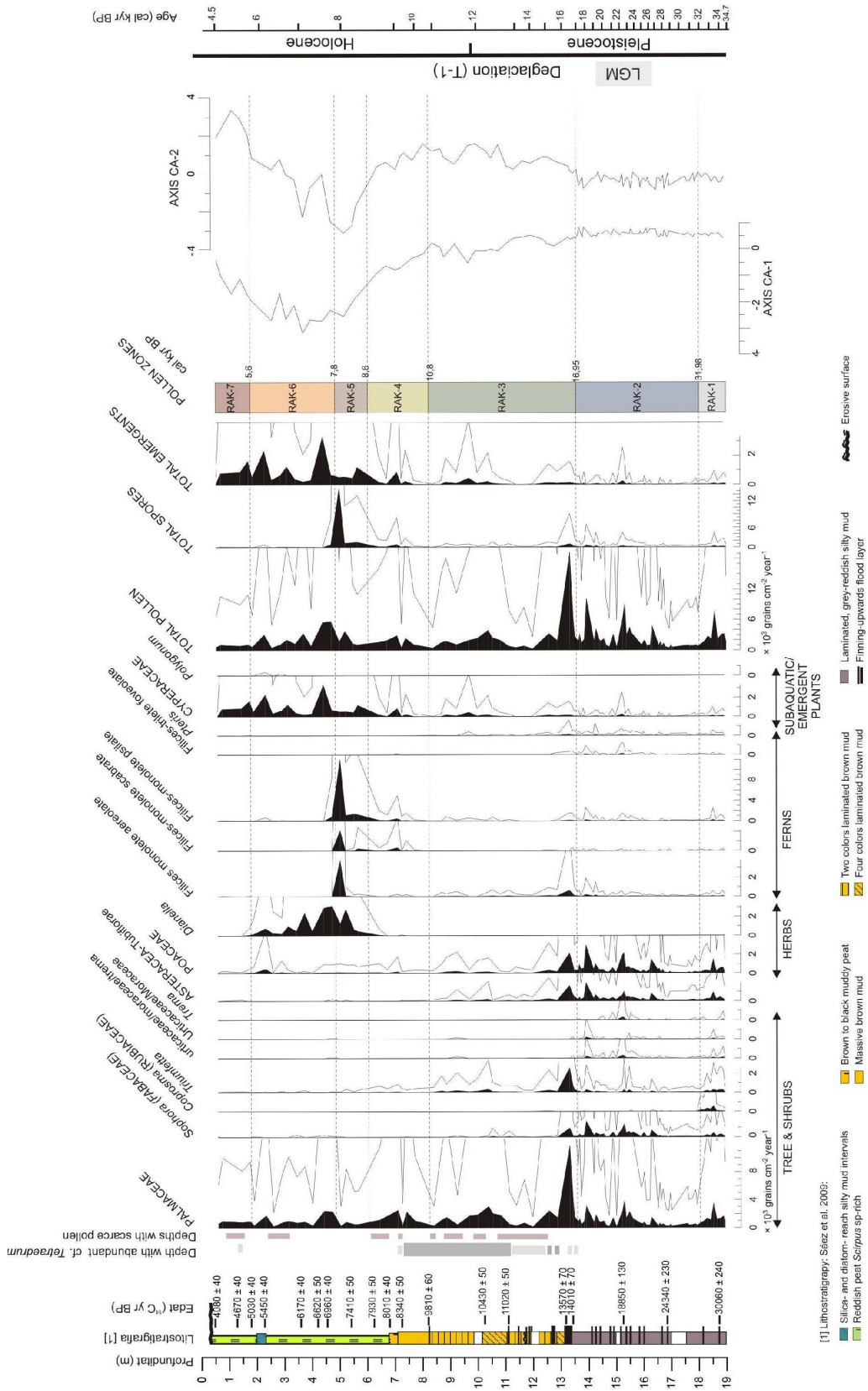


Fig. 3. Influx diagram of selected pollen and spore types observed in Rano Raraku sequence, and first two CA axes plotted stratigraphically. Lithostratigraphy and AMS <sup>14</sup>C radiocarbon dates are indicated on the left of the diagram and calibrated dates on the right.

**- Pollen zone RAK-6 (4.8-1.7 cm depth; 7.8-5.6 cal kyr BP)**

Pollen zone RAK-6 is distinguished by the dominance of herbs types, mainly *Dianella*. However, this pollen shows a progressive decrease trend within the zone. Peridophytes spores undergo a sudden and sharp decline and almost disappear from the record. In contrast, poaceae pollen shows low percentages values at the beginning of the zone, but it increases from 3.5 m depth up to the top. Palm presents intermediate percentage values while *Sophora* and *Triumfetta* show low values. On other hand, Cyperaceae pollen is also abundant and shows a notable gradually increase from the 3.5 m depth to the top of the zone. This roughly coincides with the increase in poacea pollen and *Canavalia* and the appearance of *Polygonum* in the record.

**-Pollen zone RAK-7 (from 0.4-1.7 cm depth, 5.6- 4.5)**

This zone is characterised by a marked rise in palm and Cyperaceae pollen. The steep increase of palms reach values of 80% of the pollen sum, and is accompanied with notable rise of Asteraceae and *Triumfetta*. In contrast, *Dianella* exhibits an abrupt decline and disappears from the record. Poaceae also shows a notable decrease. At the top of the zone (first centimetres) increases of *Sophora*, *Canavalia*, *Polygonum* and monolets spores are observed, jointly with a decrease in Cyperaceae.

Multivariate analyses and rate of vegetation change

The results of CA analysis are depicted in figure 3 and 4. The first two axes account for the 48,44% of the total variance of the pollen data (fig. 4). Stratigraphic plot of these two axes, show significant vegetation changes through time; the most marked one around 8 m depth (fig. 3). This clear distinction is observed in the CA biplot (fig. 4), where samples from above and below this depth are placed oppositely along axis 1. In this sense, samples above 8 m are located at the negative values of the axis (pollen zone RAK 4, 5, 6

and 7) while the other are mainly located at the positive scores (pollen zone RAK 1, 2, 3). On another hand, samples above 8 m depth also show conspicuous differences among them and they are distributed along the second axis. In contrast, samples below 8 meters are less dispersed along axis 2, although some difference are also visible. In general, the pollen zones observed in the pollen diagram are distinctly identified in the biplot with the first two axes, except zone RAK-1 and RAK-2. These two zones are closely clustered and show positive values for the first axis and negative scores for the second one. In terms of taxa, the pollen taxa ordination roughly separates shrubs and small trees species (Moraceae/*Trema*-type, *Coprosma*, *Sophora*, etc.) at the positive side of the first axis, and herbaceous taxa such as *Dianella*, Cyperaceae, *Polygonum* and *Solanum* at the negative end (fig. 4). Therefore this axis seems associated to an environmental gradient that goes from forested conditions to more open-herbaceous vegetation. Axis-2 contrasts *Polygonum*, Cyperaceae, *Canavalia* at the positive edge with *Dianella* and monoete psilate spores at the negative end. This axis is less clear to interpret. The first two taxa are emergent plants characteristics of the lake edges nowadays, and could indicate increasing conditions of peatland-lake (open water surrounded by peatland or with floating peat mats). At the other side, *Dianella* and monoete fern spore are terrestrial taxa and could indicate mire environment without free water table present (drier conditions).

The CCA shows notable correlations between pollen content and sedimentological and geochemical parameters (fig. 5). Pollen zones RAK-1/RAK-2 are strongly tied to high values of  $\delta^{13}\text{C}$ , Si, S, ms, Fe parameters and facie HGL. In contrast, Zones RAK-3 and RAK-4 are more roughly related to LGL facies and higher TN values. On another hand, samples from pollen zone RAK-5 and zone RAK-6 seems to correlate to swamp facies and  $\delta^{15}\text{N}$  values. Finally samples of zone RAK-7 are tied to higher total carbon and total nitrogen values.

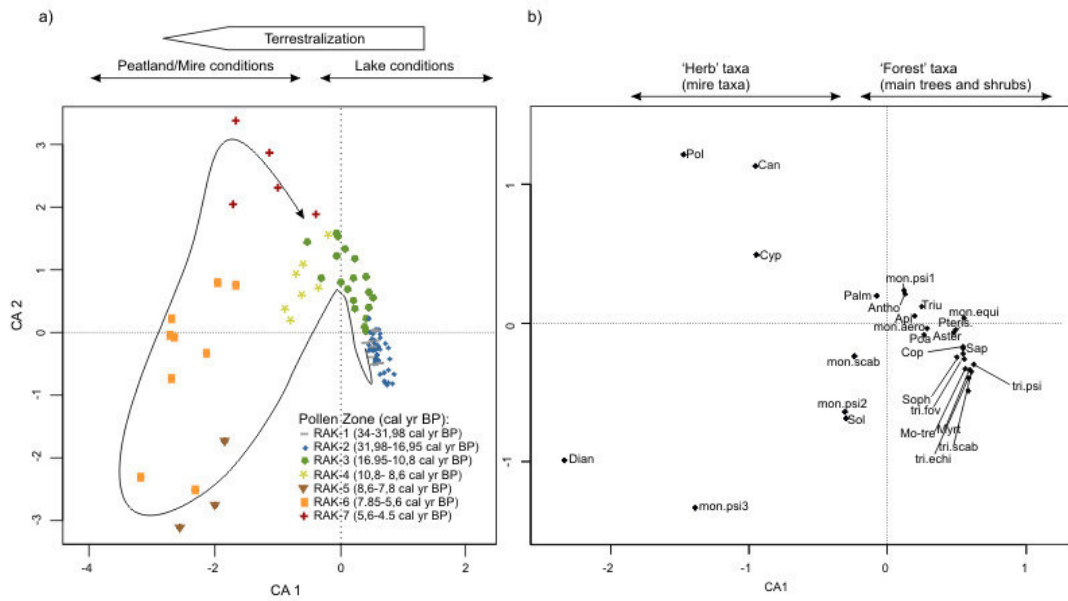


Fig. 4. CA analysis a) Biplot of the first two axes showing pollen samples. Pollen zones are indicated. The arrow indicates the main direction of dynamics through time. b) Biplot showing major pollen taxa: *Polygonum* (Pol), *Canavalia* (Can), Cyperaceae (Cyp), *Dianella* (Dian), Arecaceae (Palm), Monolet-psilate-1 (mon.psi1), cf. *Anthocerotaceae* (Antho), *Triumfetta* (Triu), Monolete echinate (mon.equ), *Pteris* (Pteris), *Poaceae* (Poa), *Apiaceae* (Api), Monolete aerolate (mon.aero), *Asteraceae* (Aster), *Coprosma* (Cop), cf. *Sapindus* (Sap), *Sophora* (Soph), Trilete foveolate (tri.fov), Trilete psilate (tri.psi), Myrtaceae (Myrt), Trilete scabrate (tri.scab), Trilete echinate (tri.echi), *Moraceae-Trema*-type (Mo-tre), Monolete psilate-2 (mon.psi2), monolete psilate-3 (mon.psi3), *Solanum* (Sol).

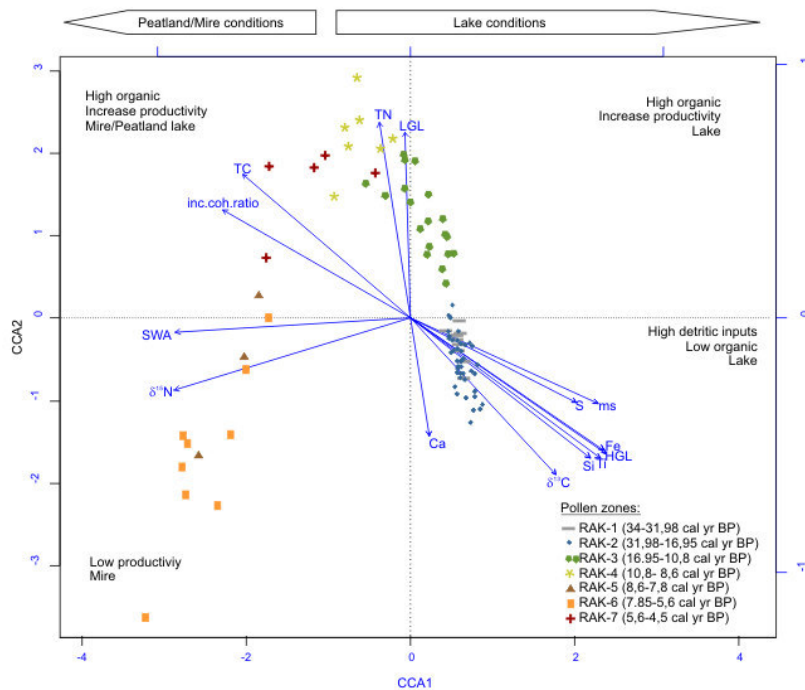


Fig. 5. CCA analysis of pollen data with geochemical and sedimentary data. Pollen zones are indicated. TN (total nitrogen), TC (total Carbon), Inc.coh.ratio (X-ray incoherence/coherence ratio), ms (magnetic susceptibility), bulk  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ , HGL (High Gradient Lake), LGL (Low Gradient Lake), SWA (Swamp facies).



The rate of vegetation change between 34 to 4.5 cal kyr BP inferred from pollen data of the Lake Raraku sequence is shown in figure 6. High values of changes are observed during the early-mid Holocene (from 9.5 to 4.5 cal kyr BP), with the interval between 9 to 7 cal kyr BP with the highest values. Another period with a relatively higher values of rate of change is recognized between 13-11 cal kyr BP. However, this coincide with a section of the core with low pollen counts, and therefore this trend has to be considered with caution. Other dissimilarity coefficients such as chord distance, etc (not shown), give similar results than Euclidean distance. In order to compare rate of changes with those occurred during last millennia, a rate of change from pollen data of core RAR 08 spanning last 3.7 cal kyr BP (published in Cañellas-Boltà et al. 2013) has been also performed (figure 6). High values of change during the last 700 yr BP, particularly in last centuries, are observed.

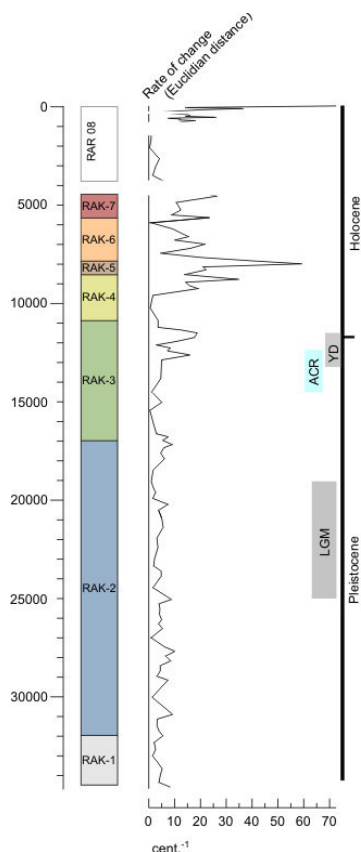


Fig. 6. Rate of change between pollen samples. Upper c.4 cal ky BP data from core RAR 08 (Cañellas-Boltà et al. 2013). White spaces correspond to sedimentary hiatuses. Note the maxim values for early-mid Holocene.

## 5. Discussion

### *Pollen data in relation to depositional environment changes*

The patterns of shifts observed in the pollen data in the Raraku sequence show similarities with lithostratigraphic facies and geochemical and macrofossils changes described in previous works on the same sedimentary cores, which have been mainly interpreted as changes of hydrology, topography and sedimentary environment at Lake Raraku basin (fig. 7). In this regard, CCA results show clear correspondences between groups of pollen zones and geochemical data and facies associations (fig. 5). Pollen zones RAK-1 and RAK-2, corresponding to an open forest, are linked to the high gradient lake phase, characterized by large detritic inputs identified by high values of Ti, Fe, ms. Likewise, RAK-3 and RAK-4, that show a forest with an increased dominance of palms and *Triumfetta*, overall correlate to low gradient lake phase, characterized by higher TN and TC values. On other hand, RAK-5 and RAK-6, distinguished by the dominance of herb pollen are correlated with swamp facies. In contrast, RAK-7 does not seem properly linked to any kind of environ according to CCA, and could correspond to a transition from SWA to LGL facies associations. Regarding to macrofossils data, the main four zones identified in previous work (named MA-) roughly match with groups of pollen zones (RAK) (fig 5 and 8). Moreover, the limits of pollen zones generally also coincide with notable changes in macrofossils, although they are not differentiated as a distinct macrofossil zone (figure 7, 8).

On other hand, the CA shows that the most marked distinction in pollen data are observed between samples from peatland/mire phase (SWA facies association) from those of lake deposits. This clear separation, observed along axis 1, indicates great difference in the pollen assemblages between both sedimentary environments. Hence the depositional environment (lake or mire-peatland conditions) could partially influence the pollen record. Mire deposits show less diversity and basically archive herbs. Most of

them are emergent plants (such Cyperaceae) or usually linked to moist-habitat (as ferns) and are often present as macrofossil record as well, which strongly suggests their local growth in situ in the mire. Hence, probably herbs taxa growing in the mire are overrepresented during this phase, as it is observed elsewhere (Birks and Birks 1980, Twiddle 2012). Instead, samples from lake environ show higher diversity in taxa, mainly of trees and shrubs, and they are not usually present in the macrofossil record. Changes in the sedimentary environment are partly dependent on climatic variations, and the consequences that involve reaching certain thresholds on topographic characteristics or water depth are as well decisive, in our case, for the occurrence of important changes in vegetation and pollen and macrofossils in the sedimentary record. Therefore there are a multitude of climatic, physical, and biological interactions important for the formation of pollen records of vegetation changes.

### ***Vegetation changes at Lake Raraku and the South Pacific climatic context***

The combination of pollen data with sedimentological and geochemical data in Lake Raraku sequence allow us to interpret vegetation dynamics as responses to environmental changes, providing a long perspective of insights of ecological history since late Last Glacial.

#### **Last Glacial Period (34.7 to c. 17 cal ky BP)**

Paleoenvironmental evidence show a landscape at Raraku site very different than today during the Last Glacial Period. The bottom of the crater was occupied by a deep lake, with higher water levels than present (Sáez et al. 2009, Horrocks et al. 2012). Relatively high terrigenous inputs, including deposits from numerous flood events, characterized the sedimentation in the lake and were interpreted as an increased run-off due to possible stormier periods (Sáez et al. 2009). Consequently, relatively low evaporation rates due to cooler climate and wetter conditions were suggested for this period (Sáez et al. 2009). The pollen record indicates the presence of mixed forested vegetation mainly dominated by palm trees, with a high diversity of woody elements such

as *Sophora*, *Triumfetta*, Moraceae/*Trema*-t, etc. (fig. 7) at the lake catchment. However, the notable abundance of Poaceae and ferns shows that vegetation canopy was relatively open. Low amounts of Cyperaceae pollen and the absence of other emergent plants is consistent with a scarce littoral vegetation belt, probably due to higher water levels and steep slopes walls, which have been suggested by geochemical and macrofossil record (Sáez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012).

Although vegetation at Raraku basin was fairly stable during last Glacial according to CA and rate of change analysis (fig. 3, 4 and 6), two phases can be clearly differentiated (fig. 7). From 34.7 to 31.9 cal kyr BP (phase I) the open mixed forest was characterized by the presence of *Coprosma* in the understorey. Drier conditions were inferred during this period from a nearby record in the Island (at Rano Aroi) (Margalef et al. 2013), similar to those identified in other regional South American records (Lamy et al. 1998, Stuetz and Lamy 2004). A conspicuous vegetation change occurred at 31.9 cal kyr BP, when *Coprosma* abruptly declined and the palm grove became more open, as suggest the increasing poaceae and ferns (phase II from 31.9 to c.17 cal kyr BP). Some shrubs, such as *Sophora* and probably some Asteraceae, proliferated at the expenses of palms and *Triumfetta*, especially after c. 28 cal ky BP, and likely as a result of cooler and/or wetter conditions. Regarding this, slight higher frequency of flood events and terrigenous delivery inputs have been interpreted as a possible wetter climate around this time (Sáez et al. 2009). This was in agreement with regional climatic records from mid-latitudes of off-shore and west-coast of South America (e.g. Lamy et al.1998, Baker et al. 2001b, Stuetz and Lamy 2004, Kaiser et al. 2005, Valero-Garcés et al. 2005, LaTorre et al. 2006, Kaiser et al. 2008, Kohfeld et al. 2013). On another hand, cooler conditions for this period (27.5 to 17.5 cal yr BP) have been indicated in Easter Island from the aforementioned record of Rano Aroi (Margalef et al. 2013). These cooler and wetter conditions have been commonly explained by a northward displacement of Southern Westerlies (or their strengthening)



and a stronger-than-today influence of the Antarctic Frontal Zone (Lamy et al. 1998, Kaiser et al. 2008, Kaplan et al. 2008, Kohfeld et al. 2013), possibly linked to an Antarctic sea-ice expansion period (Lamy et al. 2004, Stuu and Lamy 2004, Kaiser et al. 2005, Kaiser et al 2008).

The pollen record also displays minor vegetation fluctuations during the glacial period, probably as a consequence of rapid climatic shifts. Some of them may be related to the so-called Heinrich-events (H1, H2 and H3, Fig. 7). These are rapid cooling episodes, primarily identified during glacial times in the North Atlantic region, and supposedly related to disruptions of the thermohaline circulation (Heinrich 1988, Hemming 2004). Several South Hemisphere records have indicated wetter conditions during these events, suggesting global footprints (Baker et al. 2001, Haug et al. 2001, Wang et al. 2004). These humid conditions have been related in the low latitudes to the southward migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) (Muller 2008). Regarding Raraku pollen data, these H1, H2 and H3 events seem to precede a decline of palms occurred about 1000-2000 years later (fig 7). Further higher resolution palinological works are needed to elucidate this correlation.

#### Late Glacial –Termination 1 (deglaciation) (c.17 to 10.8 cal kyr BP)

The start of a warming trend marking the beginning of the deglaciation, evidenced at c. 17 cal ky BP at Easter Island (Sáez et al. 2009, Margalef et al. 2013), triggered to abrupt vegetation changes in the lake surroundings. According to Sáez et al. (2009) sedimentary data show a lake level drop and the establishment of a shallow lake phase, suggesting lower precipitation/evaporation ratio and hence warmer and probably drier climate. These climatic conditions would have favored a great increase of palms and *Triumfetta* in the lake surroundings, at expenses of other shrubs and herbs. Some of them such as Myrtaceae and Apiaceae, even disappeared from the record. Thus, palm grove became less diverse and more dominated by palms. Nevertheless, these vegetation interpretations should be taken with caution due to low values of pollen

grains obtained in general during this period, with some samples not reaching the minimum count of 200, which could hide some trends. Moreover, most of the pollen observed was degraded, which suggest some aerobically exposure of the sediment. Intermittent water level in shallow lakes is common, and could be one of the reasons of the scarcity of the pollen during this period.

This shallow lake conditions generated changes in lake productivity and littoral vegetation as well. The availability of higher nutrient in the lake surface waters was probably favored. This, jointly with warmer climate probably led to the growth of cf. *Tetraedrum* algae during this period, indicating eutrophic conditions between c. 13 to c. 9.5 cal kyr BP. Geochemical and sedimentological data corroborate the enhanced lake productivity from algal origin, recognized by increasing TC and TN (fig. 5) (Sáez et al. 2009). On another hand, the lower lake levels probably enabled the increasing occupancy of Cyperaceae during this period, forming a vegetation belt in shallow littoral zones surrounding the lake, which probably contributed in the decrease of terrigenous supply observed in Sáez et al. (2009) (fig. 5, 7).

The onset of the deglaciation at c. 17 cal kyr BP roughly agrees with most of the mid-latitude continental circum-South Pacific records, which show warming around 18-16 cal ky BP (Heusser et al. 1996, Vandergoes and Fitzsimons 2003, Bertrand et al. 2008, Montade et al. 2013). They differ from marine records of central Pacific region that indicate earlier warming around 19 cal kyr BP (Kaiser et al. 2008). This trend has been related to phases of low precession and high obliquity (Pena et al. 2008), which drove storm tracks southward and enhanced the E-W Pacific thermal gradient, favoring La Niña-like conditions (Koutavas et al. 2002, Pena et al. 2008).

Between c.13.2 -c.11.8 cal kyr BP, pollen data suggest a slight vegetation change, with increased presence of *Sophora* and an enhanced drop of Asteraceae and Poaceae. This period roughly coincides with the Younger Dryas chron (YD), an interval of

abrupt cold reversal mainly described at the North Hemisphere. The global occurrence of this event is still in debate, being identified in several paleoecological and paleoclimatic south hemispherical records, generally as a wet interval (e.g. Baker et al. 2001, Baker et al. 2001b, Bertrand et al. 2008), but not distinguished in many others (e.g. Hillyer et al. 2009, Kilian and Lamy 2012). Antarctic Ice cores and some other paleoclimatic southern records indicate an earlier cold reversal, the so-called ACR (Antarctic Cold Reversal) from 14.1 to 12.4 ky BP (Carter et al. 2008, Kaiser et al. 2008, Kilian and Lamy 2012), partially overlapped with YD chron. The sedimentary and geochemical record of Lake Raraku do not show clear evidences attributable of any of these abrupt short events, but slight variability are observed in TC, C/N and  $\delta^{13}\text{C}$ , and a change from bi to four colored muds around 12.5 cal kyr BP (fig. 7, 8). Our pollen data suggest possible vegetation changes which could be attributed to YD, although this trend has to be caught in caution due the low pollen counts. Additional work is required to ensure this vegetation trend and its connection to this event.

#### Early and mid Holocene (10.8 to 4.5 cal kyr BP)

During the early Holocene, both warmer and drier climate inferred regionally and the progressive infilling of the Lake Raraku by high porous sediments (peat), would have lead to critical fall of the water level of the lake, becoming a swamp/mire environ with some ponding episodes (Sáez et al. 2009), which entailed rapid vegetation changes.

Sedimentological and macrofossil evidences (Sáez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012) as well as the presence of abundant algae cf. *Tetraedrum*, suggest that a shallow lake persisted in the Raraku crater up to c. 9-9.5 cal ky BP. The lake was probably surrounded by a growing littoral vegetation belt, relatively dense, formed basically by cyperaceae, while vegetation in the catchment was dominated by palms with *Triumfetta* and poaceae (vegetation phase IV: from 10.8 to 8.6 cal ky BP). At c. 9-9.5 cal kyr BP, *Tetraedrum* microremains disappeared, coinciding with a lake level drop and the transition of mud sediment into a muddy peat

(and shortly after into peat) (Sáez et al. 2009). All these biological, geochemical and lithological changes suggest the onset of a mire phase (with little or no open water table). Increasing C/N ratio in this period (Sáez et al. 2009) corroborates the more terrestrial origin (versus algal) of organic matter (Meyers 1994). Regarding vegetation, this change led to a sequence of species rising and falling in abundance thereafter, probably as a result of a hydrosereal plant succession colonizing the mire. High values of rate of change during this period show the rapid nature of this plant succession (fig. 6). The striking and rapid replacement of palm pollen by herbs probably reflects the spread of herb taxa colonizing mire lands, but the continuous palm abundance (fig. 3) points to the persistence of a palm grove at the mire surroundings (from phase IV to VI).

Sedges and ferns were the firsts to colonize water-saturated lands of the mire (upper half of phase IV, fig. 7), probably extending from the shores. According to macrofossil data, the main sedge was *Scirpus* cf. *californicus*, a tall emergent plant (of more than 2 m) that can live in flooded environments (of more than 1.5 m of water) as at present (Zizka 1991, Dubois et al. 2013), and thus could easily invade sites with low water level. Likewise, fern are often pioneers plants on perturbed or new open sites, thanks to their capability of rapid establishment and growth, commonly forming thickets by vegetative expansion (Mehltreter et al. 2010). This group usually grows on moist environments (Mehltreter et al. 2010) and could have grown in the external lake margins. Drier conditions or lowering waters by progressive matter accumulation, perhaps facilitated by the presence of Cyperaceae, could enable their spread. Afterwards, ferns and *Dianella*, jointly with less Cyperaceae, dominated the mire vegetation during a relatively short period (phase V: from 8.6 to 7.8 cal kyr BP). Macrofossil data indicate the substitution of tall *Scirpus* by *Cyperus* sp, possibly corresponding to a smaller cyperaceae living in shallower conditions. At c. 7.8 cal ky BP ferns abruptly declined and *Dianella* sp. clearly dominated the local vegetation subsequently (phase VI: from 7.8 to 5.5 cal kyr BP). However at c. 7 cal kyr BP, *Dianella*

started to progressively decline at the same time that Cyperaceae increased. Finally *Dianella* disappeared and Cyperaceae dominated the wetland vegetation (phase VII: from 5.5 to 4.5 cal kyr BP). This replacement could be result of wetter climate leading a water level rise or even sometime flooding conditions. Regarding this, a short clear wet episode at c. 6 cal kyr BP has been identified in Raraku sediments and in the nearby record of Rano Aroi (Sáez et al. 2009, Margalef et al. 2013). It broadly corresponds with an interval where another typically wetland plant appear, *Polygonum*, jointly with *Canavalia*. On another hand, macrofossil data indicate the replacement of *Cyperus*-type seed dominance by *Scirpus* seed coinciding with the *Dianella* disappearance at c. 5.5 cal ky BP, jointly with a decrease in zoological remains (such as oribatide mites and weevils) and the reappearance of some cladoceran epiphitha (Cañellas-Boltà et al. 2012). All these changes combined with an increase in magnetic susceptibility (ms), the decrease in C/N and  $\delta^{13}\text{C}$  values (Ancour et al. 1999, Hong et al. 2001) and the presence of some *Tetraedrum* microrest suggest a likely progressive rise of the water level in the Raraku mire and hence likely wetter conditions at c. 5.5 cal ky BP.

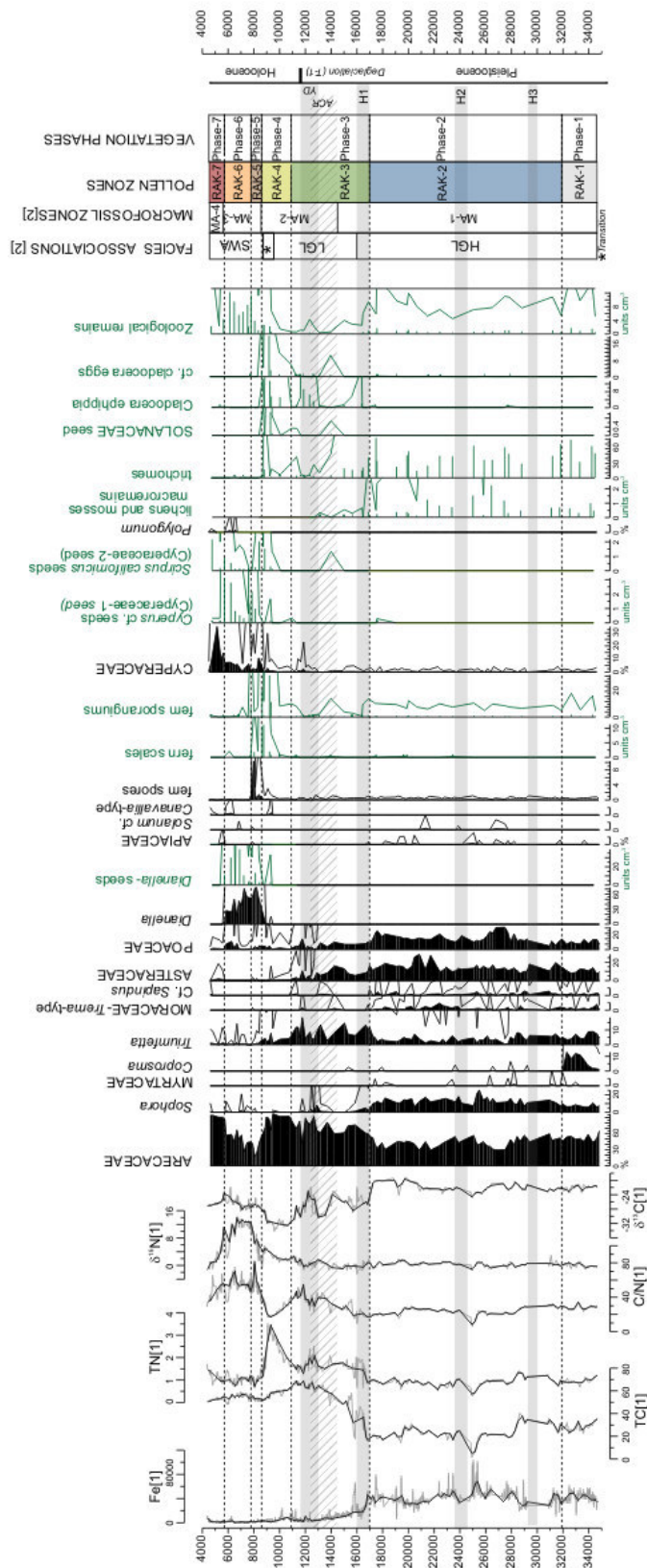
This plant succession seems to follow a regional climatic pattern inferred from records at similar mid-latitudes of west coast of South America. The dominance of *Dianella* coincides with widespread warm and dry conditions suggested during early-mid Holocene (e.g. Jenny et al. 2002, Moreno and León, 2003, Villa-Martínez et al. 2003, Valero-Garcés et al. 2005, Maldonado and Villagrán 2006, Kaiser et al. 2008). These drier conditions have been linked to stronger influence of the Southwest Pacific high-pressure cells, blocking westerly frontal systems farther sud (Jenny et al. 2002, Maldonado-Villagrán 2002, Villa-Martínez et al. 2003) and a weak or no ENSO activity (Jenny et al. 2002, Villa-Martínez et al. 2003, Koutavas et al. 2006, Conroy et al. 2008). In contrast, the replacement of *Dianella* by Cyperaceae roughly coincides with regional wetter conditions inferred between 6-5(4) cal ky BP from the aforementioned records. This wetter climate at central-east region of the

Pacific basin have been commonly related to an overall intensification of ENSO conditions since c. 5 cal ky BP (enhanced at c. 3200-3000 cal ky BP), which have been inferred from several records in South America (e.g. Jenny et al. 2002, Valero-Garcés et al. 2005, Koutavas et al 2006, Maldonado and Villagrán 2006, Conroy et al. 2008), New Zealand (e.g. Shulmeister 1999) and Australia (e.g. Shulmeister and Lees 1995, Donders et al 2006).

#### Late Holocene

The sedimentary sequence shown here ends at 4.5 cal ky BP, where a hiatus interrupts the sedimentation for several millennia (Fig. 8). Intense drought phases that led to a persistent low water table and subaerial exposure, preventing peat growth and favoring erosion of sediments, have been interpreted as the probably causes of this sedimentary gap observed in Raraku's cores (Mann et al. 2008, Saez et al. 2009). Low accumulation rates at Rano Aroi fen record support the presence of dry periods in mid-late Holocene until 2.5 cal kyr BP (Margalef et al. 2013). Regionally, late Holocene has been described as a period with high climate variability (Veit 1996, Maldonado and Villagrán 2006).

A sedimentary record above the gap is provided from a core RAR 08 covering the last approximately 3700 years (Cañellas-Boltà et al. 2013). The pollen record of this interval show a long gradual and stepped landscape change, culminating in the replacement of palm-dominant forest by grasslands. Previous palynological works had already demonstrated this vegetation change, but long hiatuses hamper to identify when it occurred (Flenley et al. 1991, Dumont et al. 1998, Mann et al. 2008). According to the interpretation of pollen data from RAR 08 (Cañellas-Boltà et al. 2013), human activities and climate variability exerted a major influence of vegetation and environmental changes. The decline of palms and the expansion of herbs, mainly grasses and *Verbena littoralis*, started at c. 450 BC and lasted about two thousand years. The presence of *Verbena littoralis*, a weed supposedly introduced by human, suggests a possible human role in this change. Two sedimentary gaps in the record are interpreted



[1] from Sáez et al., 2009  
 [2] from Cañellas-Boltà et al., 2012

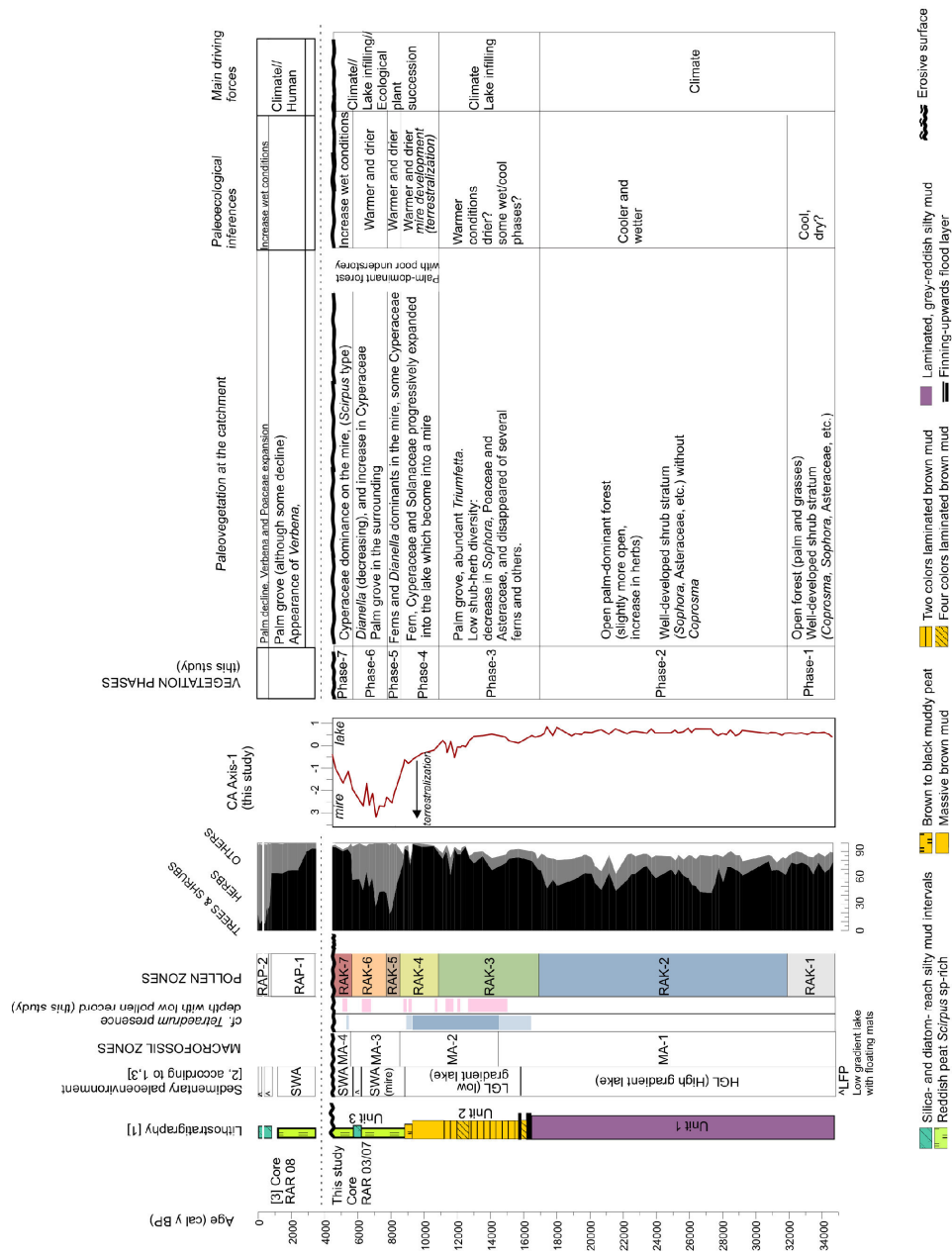


Fig. 8. Summary of the interpretations of vegetation and other environmental changes for last 34 cal kyr BP and compilation of changes observed in core RAR 03/07 between 34 to 4.5 cal kyr BP and RAR 08 for the last millennia. White spaces in lithology, sedimentary paleoenvironment and pollen zones and data represent sedimentary gaps. For RAR 03/07 sedimentological, geochemical, macrofossil and pollen data are shown (Sáez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012, and this study). For RAR 08 pollen data are shown (Cañellas-Boltà et al. 2013).

[1] Sáez et al. 2009  
 [2] Cañellas-Boltà et al. 2012  
 [3] Cañellas-Boltà et al. 2013

as periods of droughts during the Medieval Climate Anomaly and the Little Ice Age and may have also contributed to the demise of palms. At c. AD 1200, the water table rose and the former Raraku mire turned into a shallow lake, suggesting higher precipitation/evaporation rates coeval with a cooler and wetter Pan-Pacific AD 1300 event. Few after c.AD 1200, palm deforestation accelerated and vegetation became dominated by herbs. At c. AD 1875, *Verbena* decreased giving way to dominance of poaceae. During the last two centuries human activities entailed the introduction of taxa (e.g. *Psidium guajava*, *Eucalyptus* sp.) and the disappearance of indigenous plants such as *Sophora toromiro*.

### **Driving forces and rate of vegetation changes at Raraku crater**

As described in the previous section, the pollen record presented in this work shows marked and sometime rapid vegetation changes in the lake Raraku basin between 34 to 4.5 cal kyr BP, prior the supposedly date of human occupation (figs 7, 8). The good correlation of most of these changes with sedimentological and geochemical changes in the sediments, and the agreement with other paleoenvironmental records in the island and overall regional climatic inferences, indicate that climate has been, directly or indirectly, one of the main drivers of vegetation changes. Thus, for example, a rapid and conspicuous response of vegetation to climate variations is observed in the abrupt demise of *Coprosma* during glacial period probably as a result of cooler and/or wetter conditions, or in the transition from a relatively open and diverse palm grove to a increasing palm-dominated forest with poorer understorey due to warmer and/or drier climate in the deglaciation. Local geological factors and biotic thresholds have also intervened on vegetation changes. In this sense, lake basin morphology and its modifications, governed by sedimentary infilling process (also influenced by climate) contributed in the transformation of the shallow lake into a mire, which had significant repercussions on the vegetation, with the increasing herbaceous plants. The water level fall was consequence of coupled

basin morphological and climatic changes and enabled the growth and expansion of emergent plants culminating in the occupation of the crater by vegetation. On another hand, ecological thresholds of plants growing in the mire, and their capability of colonization, establishment and competence, played a relevant role in the relatively rapid vegetation succession (from phase IV to VII), although they are at the same time constrained by climate. In this sense, fern and *Dianella* increases took place when regionally dry and warmer conditions were inferred, and their replacement by cyperaceae coincided with increasing regional wet conditions. This illustrates an allogenic factor of the Raraku succession. The importance of hydrological conditions (and consequently mainly climate) in hydrosere process/succession have been demonstrated in many works (e.g. Bunting and Warner 1998, Koning 2005, Svitok et al. 2011, Ireland et al. 2012). Nevertheless, inherent successional processes (autogenic mechanisms) may have also intervened. For example, peat accumulation contributed to the decrease of water level in the lake that enabled the invasion of open water by emergent plants at the initial phases of terrestrialization (threshold), which may have shifted the competitive balance among species. These plants could have helped to accumulate peat, contributing in the lowering of the water table and aiding the invasion of others. This could have facilitated the expansion of ferns, *Dianella* and small cyperaceae at expenses of *Scirpus*, helped by drier conditions. The greater competitive capability of *Dianella* during warm and/or drier climate could have been a decisive factor that led to the replacement of ferns by them.

Most studies have shown a relevant role of human activities in the driving of environmental and vegetation changes occurred in Raraku during last millennium (Flenley et al. 1991, Mann et al. 2008, Cañellas-Boltà et al. 2013). Our data demonstrate that climate variations before human presence, beside the changes in the depositional environment, have triggered dramatic and rapid vegetation shifts as well. In this sense, comparison of rate of change of

pollen data from both periods of time, shows similar magnitude between changes occurred during early Holocene and those occurred during human occupancy. However, these estimates of change have to be considered with caution due to the resolution of the work. Moreover, the rate of change measurements are critically dependent on the chronology (Lotter et al. 1992, Seppä and Bennett 2003). Time interval between contiguous samples differs along the sequence and could also affect the values of the rate. Nevertheless, the results suggest that the role of climate can not be downplayed during the period of human occupancy.

## 6. Conclusions and final remarks

The multiproxy study at Lake Raraku sediments provides evidence of significant vegetation changes in the lake basin and surroundings during last 34 cal kyr BP. Seven different vegetation phases could be recognized between 34 to 4.5 cal kyr BP, in overall accordance with regional paleoclimatic records. From 34-31 cal kyr BP, Raraku crater was occupied by deep lake, surrounded by an open palm grove with a diverse shrub stratum characterized by abundant *Coprosma* and grasses. This was followed by a second phase between 31-17 cal kyr BP with higher poaceae and *Sophora* and decreasing palms (phase II), probably as a result of cooler and/or wetter conditions. A possible influence of Heinrich-events, is suggested, although further studies are needed to corroborate and clearly elucidate the link. At c. 17 cal kyr BP, warmer and drier conditions at the start of deglaciation, jointly with lake infilling, led to a lake level drop and the establishment of shallower waters. This favored the increase of lake productivity (algal) and the occurrence of high abundant cf. *Tetraedrum*, evolving into a eutrophic system. Vegetation responded to deglaciation conditions with a sharp increase in palms and *Triumfetta* in the canopy, and the decrease (and even possible disappearance) of several shrubs and ferns in the vegetation (phase III; 16.95-10.8 cal kyr BP). The transformation of the shallow lake into a mire, due to lake sedimentary infilling and warmer climate, characterized the Holocene. With the formation of the mire, a hydroseral plant

succession occurred, driven by the capability of establishment, growing and ecological requirements and feedbacks of plants, also constrained by climatic factors. Initial stages were dominated by Cyperaceae (*Scirpus californicus*) and ferns (phase IV; 10.8 to 8.6 cal kyr BP), followed by a period with great abundance of ferns and *Dianella* (phase V; 8.6-7.8 cal kyr BP). Ferns abruptly declined and *Dianella* dominates afterwards (phase IV; 7.8 to 5.6). However, *Dianella* started to decrease at c. 7 cal kyr BP, and they were probably replaced by Cyperaceae (*Scirpus californicus*) after c. 5.6 (phase VII; 5.6 to 4.5). The dominance of ferns and *Dianella* coincides with warmer and drier climate suggested for early-to mid-Holocene at mid-latitudes of South America, while the increasing of Cyperaceae was broadly concurrent with increasing wetter conditions in the same records. The arrival of humans probably caused the expansion of herbs and palm demise, likely aided by droughts and climate changes. Recently (last five-six decades) several alien plants have been introduced and some natives have disappeared probably as a consequence of human activities.

Climate changes, lake morphological changes by sedimentary infilling, and ecological thresholds and feedbacks, are primarily the responsible for the vegetation shifts observed in the Raraku record until 4.5 cal kyr BP. These natural driving forces acted concurrently and caused a complex vegetation history through time. The results shown here emphasize the importance of climate and lake basin processes in vegetation changes, stressing that their role can not be depreciated in recent time.

## Acknowledgements

This research was funded by the Spanish Ministry of Science and Education through the projects LAVOLTER (CGL2004-00683/BTE), GEOBILA (CGL2007-60932/BTE) and CONSOLIDER GRACCIE (CSD2007-00067) and an undergraduate grant (BES-2008-002938 to N. Cañellas-Boltà). We gratefully acknowledge CONAF (Chile) and the Riroroko family for the facilities provided on Easter Island.

## REFERENCES

- Azizi, G., Flenley, J.R. 2008. The last glacial maximum climatic conditions on Easter Island. *Quaternary international* 184, 166-176.
- Baker, P.E., Buckley, F., Holland, J.G. 1974. Petrology and geochemistry of Easter Island. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44, 85-100.
- Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar, R.B., Grove, M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P. 2001. The history of South American tropical precipitation for the Past 25,000 years. *Science* 291, 640–643.
- Baker, P. A., Rigsby, C. A., Seltzer, G. O. , Fritz, S. C., Lowenstein, T. K. , Bacher, N. P., Veliz, C., 2001b. Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano, *Nature*, 409, 698–700.
- Bennet, K.D. 2002. Documentation for Psimpoll 4.10 and Pscomb 1.03, C Programs for Plotting Pollen Diagrams and Analysing Pollen Data. Uppsala University. Uppsala. Update to v 4.27. <http://www.chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll.html>
- Bennett, K.D., 1996. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytologist*, 132, 155-170.
- Bennett, K.D., Humpry, R.W. 1995. Analysis of late-glacial and Holocene rates of vegetational change at two sites in the British Isles. *Review of Palaeobotany and Palynology* 85, 263-287.
- Bertrand, S., Charlet, F., Charlier, B., Renson, V., Fagel, N. 2008. Climate variability of southern Chile since the Last Glacial Maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). *J. Paleolimnol* 39, 179-195.
- Birks, H.J.B., Birks, H.H. 1980. *Quaternary Paleocology*. The Blackburn Press.
- Birks, H.J.B., Heiri, O., Seppä, H., Bjune, A.E. 2010. Strengths and weaknesses of quantitative climate reconstructions based on late-Quaternary biological proxies. *The Open Ecology Journal* 3, 68-110.
- Blaauw, M. 2010. Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512-518.
- Bunting, M.J. 2008. Pollen in wetlands: using simulations of pollen dispersal and deposition to better interpret the pollen signal. *A PollLandCal contribution. Biodivers Conserv* 17, 2079-2096.
- Butler, K.R., Flenley, J.R. 2010. The Rano Kau 2 pollen diagram: paleoecology revealed. *Rapa Nui Journal* 24 (1), 5-10.
- Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Margalef, O., Giralt, S., Pueyo, J.J., Birks, H.H., Birks, H.J.B., Pla-Rabes, S. 2012. Macrofossils in Raraku Lake (Easter Island) integrated with sedimentary and geochemical records: towards a paleoecological synthesis. *Quaternary Science Reviews* 34, 113-126.
- Cañellas-Boltà, N., Rull, V., Sáez, A., Margalef, O., Bao, R., Pla-Rabes, S., Blaauw, M., Valero-Garcés, B., Giralt, S. 2013. Vegetation changes and human settlement of Easter Island during the last millennia: a multiproxy study of the Lake Raraku sediments. *Quat Sci Rev* 72, 36-38.
- Carter, L., Manighetti, B., Ganssen, G., Northcote, L., 2008. Southwest Pacific modulation of abrupt climate change during the Antarctic Cold Reversal–Younger Dryas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, 284-298.
- Conroy, J.L., Overpeck, J.T., Cole, J.E., Shanahan, T.M., Steinitz-Kannan, M. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews* 27, 1166-1180.
- Donders, T.H., Wagner, F., Visscher, H. 2006. Late Pleistocene and Holocene subtropical vegetation dynamics recorded in perched lake deposits on Fraser Island, Queensland, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 417–439.
- Dubois, A., Lenne P., Nahoe E., Rauch M. 2013. *Plantas de Rapa Nui. Guía Ilustrada de la Flora de Interés Ecológico y Patrimonial. Umanga mo te Natura*, CONAF, ONF International, Santiago.
- Dumont, H.J., Cocquyt, C., Fontugne, M., Arnold, M., Reyss, J-L., Bloemendal, J., Oldfield, F., Steenbergen, C.L.M., Korthals, H.J., Zeeb, B.A., 1998. The end of moai quarrying and its effects on Lake Rano Raraku, Easter Island. *Journal of Paleolimnology* 20, 409-422.
- Etienne, M., Michea, G., Díaz, E., 1982. Flora, vegetación y potencial pastoral de la Isla de Pascua. *Boletín Técnico n° 47*, Facultad de Ciencias Agrarias, Veterinarias y Forestales.



- Universidad de Chile. Santiago de Chile (in Spanish)
- Flenley, J.R. 1993b. The palaeoecology of Easter Island, and its ecological disaster. In: Fischer, S.R. (Ed.), *Easter Island Studies: Contribution to the History of Rapanui in Memory of William T. Mulloy*. The Short Run Press, Oxbow, Oxford, pp. 27-45.
- Flenley, J.R. 1996. Further evidence of vegetational change on Easter Island. *South Pacific Study* 16 (2), 135-141.
- Flenley, J.R., King, S.M. 1984. Late Quaternary pollen records from Easter Island. *Nature* 307, 47-50.
- Flenley, J.R., Bahn, P. 2003. *The Enigmas of Easter Island. Island on the Edge*. Oxford University Press. New York.
- Flenley, J.R., King, A.S.M., Jackson, J., Chew, C. 1991. The Late Quaternary vegetational and climatic history of Easter Island. *Journal of Quaternary Science* 6 (2), 85-115.
- Geller, W. 1992. The temperature stratification and related characteristics of Chilean lakes in midsummer. *Aquatic Sciences* 54 (1), 37-57.
- González-Ferran, O., Mazzuoli, R., Lahsen, A., 2004. In: Centro de Estudios Volcanológicos (Ed.), *Geología del Complejo Volcánico Isla de Pascua Rapa Nui Santiago-Chile. 1:30.000 Geol. map*, (in Spanish).
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science* 293, 1304-1308.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequence of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142-152.
- Hemming, S.R. 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42, RG1005. DOI: 10.1029/2003RG000128
- Herrera, C., Custodio, E. 2008. Conceptual hydrogeological model of volcanic Easter Island (Chile) after chemical and isotopic surveys. *Hydrogeology Journal* 16, 1329-1348.
- Heusser, C.J., Lowell, T. V., Heusser, L. E., Hauser, A., Andersen, B. C., Denton, C. H. 1996. Full-glacial-late-glacial palaeoclimate of the Southern Andes: evidence from pollen, beetle and glacial records. *Journal of Quaternary Science* 11, 173-184.
- Hillyer, R., Valencia, B.G., Bush, M.B., Silman, M.R., Steinitz-Kannan, M. 2009. A 24,700-yr paleolimnological history from the Peruvian Andes. *Quaternary Research* 71, 714-82.
- Horrocks, M., Wozniak, J.A. 2008. Plant microfossil analysis reveals disturbed forest and mixed-crop, dryland production system at Te Niu, Easter Island. *Journal of Archaeological Science* 35, 126-142.
- Horrocks, M., Baisden, W.T., Flenley, J., Feek, D., González Nualart, L., Haoa-Cardinali, S., Edmunds Gorman, T., 2012. Fossil plant remains at Rano Raraku, Easter Island's statue quarry: evidence for past elevated lake level and ancient Polynesian agriculture. *Journal of Paleolimnology* 48, 767-783.
- Horrocks, M., Marra, M., Baisden, W. T., Flenley, J., Feek, D., González Nualart, L., Haoa-Cardinali, S., Edmunds Gorman, T. 2013. Pollen, phytoliths, arthropods and high-resolution 14C sampling from Rano Kau, Easter Island: evidence for late Quaternary environments, ant (Formicidae) distributions and human activity. *Journal of Paleolimnology* 50, 417-432.
- Hong, Y.T., Wang, Z.G., Jiang, H.B., Lin, Q.H., Hong, B., Zhu, Y.X., Wang, Y., Xu, L.S., Leng, X.T., Li, H.D. 2001. A 6000-year record of changes in drought and precipitation in northeastern China based on a 13C time series from peat cellulose, *Earth Planet. Sci. Lett.* 185, 111-119.
- Hua, Q., Barbetti, M. 2004. Review of tropospheric bomb C-14 data for carbon cycle modeling and age calibration purposes. *Radiocarbon* 46 (3), 1273-1298.
- Hunter-Anderson, R. 1998. Human vs. climatic impacts on Rapa Nui: did the Rapa Nui really cut down all those trees? In: Stevenson, C.M., Lee, G., Morin, F.J. (Eds.). *Easter Island in Pacific Context: South Seas Symposium Proceedings of the Fourth International Conference on Easter Island and East Polynesia*. Easter Island Foundation, Los Osos, CA. pp. 85-99.
- Ireland, A.W., Booth, R., K, Hotchkiss, S.C., Schmitz, J.E., 2012. Drought as a Trigger for

- Rapid State Shifts in Kettle Ecosystems: Implications for Ecosystem Responses to Climate Change. *Wetlands* 32, 989–1000.
- Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geys, M., Veit, H. 2002. Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary Research* 58, 160-170.
- Junk, C., Claussen, M. 2011. Simulated climate variability in the región of Rapa Nui during the last millenium. *Climate of the Past* 7, 579-586.
- Kaplan, M.R., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Hulton, N.R.J., Kubik, P.W., Freeman, S.P.H.T. 2008 Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate *Quaternary Science Reviews* 27, 284–294
- Kaiser et al. 2005, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (ODP Site 1233). *Paleoceanography* 20, PA4009. doi:10.1029/2005PA001146
- Kaiser, J., Schefub, E., Lamy, F., Mohtadi, M., Hebbeln, D. 2008. Glacial to Holocene changes in sea surface temperature and coastal vegetation in north central Chile: high versus low latitude forcing. *Quaternary Science Reviews* 27, 2064–2075.
- Kilian, R., Lamy, F. 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49-55°S) *Quaternary Science Reviews* 53, 1-23.
- Kohfeld, K.E., Graham, R.M., de Boer, A.M., Sime, L.C., Wolff, E.W., Le Quééré, C., Bopp, L. 2013. Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: paleo-data synthesis. *Quaternary Science Reviews* 68, 76-95.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto Jr., T.M., Sachs, J.P. 2002. El Niño–Like Pattern in Ice Age Tropical Pacific Sea Surface Temperature *Science* 297, 226-230.
- Koutavas, A., DeMenocal, P.B., Lynch-Stieglitz, J. 2006. Holocene trends in tropical Pacific sea surface temperatures and the El Niño–Southern Oscillation. *PAGES* 13(3), 22-23.
- Koning, C.O. 2005. Vegetation patterns resulting from spatial and temporal variability in hidrology, soils and trampling in an isolated basin marsh, New Hampshire, USA. *Wetlands* 25 (2), 239–251.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G. 1998. Late Quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27.5°S) and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 233-251.
- Lamy, F., Hebbeln, D., Wefer, G. 2004. High-Resolution Marine Record of Climatic Change in Mid-latitude Chile during the Last 28,000 Years Based on Terrigenous Sediment Parameters. *Quaternary Research* 51, 83–93.
- LaTorre, C., Betancourt, Julio, L., Arroyo, Mary T.K. 2006. Late Quaternary vegetation and climate history of a perennial river canyon in the Río Salado basin (22°S) of Northern Chile. *Quaternary Research* 65, 450–466.
- Lotter, A.F., Ammann, B., Sturm, M. 1992. Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. *Climate Dynamics* 6, 233–39.
- Maldonado, A., Villagrán, C. 2002. Paleoenvironmental changes in the Semiarid coastal of (~32°S) during the Last 6200 cal Years Inferred from a Swamp-Forest Pollen Record. *Quaternary Research* 58, 130-138.
- Maldonado, A., Villagrán, C. 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66, 246-258.
- Mann, D., Edwards, J., Chase, J., Beck, W., Reanier, R., Mass, M., Finney, B., Loret, J. 2008. Drought, vegetation change, and human history on Rapa Nui (Isla de Pascua, Easter Island). *Quaternary Research* 69, 16-28.
- Margalef, O., Cañellas-Boltà, N., Pla-Rabes, S., Giralt, S., Pueyo, J.J., Joosten, H., Rull, V., Buchaca, T., Hernández, A., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Sáez, A., 2013. A 70,000 year multiproxy record of climatic and environmental change from Rano Aroi peatland (Easter Island), *Global and Planetary Change* 108, 72-84.
- McCall, G. 1993. Little Ice Age, some speculations for Rapanui. *Rapa Nui Journal* 7, 65–70.
- McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G., Reimer, P.J. 2004. SHCal04 Southern Hemisphere calibration 0–11.0 cal yr BP. *Radiocarbon* 46(3), 1087-1092.

- Mehrtreter, K, Walker, L.R., Sharpe, J.M (editors). 2010. Fern ecology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Meyers, P. A. 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology* 114, 289-302.
- Montade, V, Combourieu, Nebout, N., Kissel, C., Haberle, S.G., Siani, G., Michel, E., 2013. Vegetation and climate changes during the last 22000 yr from a marine core near Taitao Peninsula, Southern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369, 335-348.
- Moreno, P.I., León, A.L. 2003. Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. *Journal of Quaternary Science* 18, 787–800.
- Mucciarone D.A., Dunbar, R.B. 2003. Stable Isotope Record of El Niño-Southern Oscillation Events from Eastern Island. In: Loret, J., Tanacredi, J.T. (Eds.), *Easter Island: Scientific Exploration into the World's Environmental Problems in Microcosm*. Kluwer Academic/Plenum, New York, pp. 113–132.
- Muller, J., Kylander, M., Wüst, R.A.J., Weiss, D., Martinez Cortizas, A., LeGrande, A.N., Jennerjahn, T., Behling, H., Anderson, W. T., Jacobson, G. 2008. Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: the Lynch's Crater desposit. *Quaternary Science Reviews* 27, 468-475.
- Nunn, P.D., 2000. Environmental catastrophe in the Pacific Islands around A.D. 1300. *Geoarchaeol.* 15, 715-740
- Oksanen J, Kindt R, Legendre P, O'Hara RB, 2006. *vegan: Community Ecology Package*. R package version 1.8-3, URL <http://CRAN.R-project.org/>.
- Pena, L. D., I. Cacho, P. Ferretti, and M. A. Hall, 2008. El Niño–Southern Oscillation–like variability during glacial terminations and interlatitudinal teleconnections, *Paleoceanography*, 23, PA3101, doi:10.1029/2008PA001620
- R Development Core Team, 2011. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <http://www.R-project.org/>
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C.E. 2009. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150.
- Rull, V., Cañellas-Boltà, N., Sáez, A., Giral, S., Pla, S., Margalef, O. 2010. Paleoeology of Easter Island: Evidence and uncertainties. *Earth-Science Reviews* 99, 50–60.
- Rull, V., Stansell, N. D., Montoya, E., Bezada, M., and Abbott, M. B. 2010b. Palynological signal of the Younger Dryas in tropical Venezuelan Andes. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3045–3056.
- Sáez, A., Valero-Garcés, B., Giral, S., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J.J., Hernández, A., Casas, D. 2009. Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27°S). *Quaternary Science Reviews* 28, 2743–2759.
- Seppä, H., Bennett, K.D. 2003. Quaternary pollen analysis: recent progress in palaeoecology and palaeoclimatology. *Progress in Physical Geography* 27, 548-579.
- Shulmeister, J. 1999. Australasian evidence for mid-holocene climate change implies precessional control of Walker Circulation in the Pacific. *Quaternary International* 57/58, 81-91
- Shulmeister, J., Lees, B.G. 1995. Pollen evidence from tropical Australia for the onset of an ENSO-dominated climate at c. 4000 BP. *The Holocene* 5, 10-18.
- Svitok, M., Hrivnák, R., O'ahel'ová, H., Dúbravková, D., Pa'ove-Balang, P. Slobodník, V. 2011. The Importance of Local and Regional Factors on the Vegetation of Created Wetlands in Central Europe Wetlands 31, 663–674.
- Skottsberg, C. (Ed.), 1956. *The Natural History of Juan Fernández and Easter Island*. Almqvist & Wiksells Boktryckeri, Uppsala.
- Stuut J.W., Lamy F. 2004. Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120.000 yr. *Quaternary Research* 62, 301-309.

- Twiddle, C. 2012. Pollen Analysis: Not Just a Qualitative Tool. *Geomorphological Techniques*, Chap. 4, Sec. 1.4
- Valero-Garcés, B.L., Jenny, B., Rondanelli, M., Delgado-Huertas, A., Burns, S.J., Veit, H., Moreno, A., 2005. Palaeohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34–30°S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46 000 yr. *Journal of Quaternary Science* 20, 625–641.
- Vandergoes, M.J., Fitzsimons, S.J., 2003. The Last Glacial–Interglacial Transition (LGIT) in south Westland, New Zealand: paleoecological insight into mid-latitude Southern Hemisphere climate change. *Quaternary Science Reviews* 22 1461-1476.
- Veit, H. 1996. Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 123, 107-119.
- Villa-Martínez, R., Villagrán, C., Jenny, B. 2003. The last 7500 cal yr BP of westerly rainfall in Central Chile inferred from a high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34°S). *Quaternary Research* 60, 284-293.
- Wang, X., Auler, A. S., Edwards, R. L., Cheng, H., Cristalli, P. S., Smart, P. L., Richards, D. A., Shen, C.-C. 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432, 740 - 743.
- Zizka, G. 1991. Flowering plants of Easter Island. *Palmarum Hortus Francofurtensis Scientific Reports*. 108 pp.

## Appendix 1: Age-depth model

An age-depth model was constructed using linear interpolation between adjacent radiocarbon dates with Clam-software (Blaauw 2010). A combination of Southern Hemisphere calibration curve (SH\_Cal04, McCormac et al. 2004) for ages younger than 11 kcal BP and Northern hemisphere (IntCal09, Reimer et al. 2009) for older ages, was used to calibrate dates. Post bomb dates were calibrated using postbomb curves for southern hemisphere (Hua and Barbetti 2004).

$^{14}\text{C}$  AMS radiocarbon age measured in pollen-enriched extract and *Scirpus* sp. remains of Raraku Lake core samples used in this work (published in Sáez et al. 2009, Cañellas-Boltà et al. 2012)

\* postbomb ages

Sample name	Laboratory name	Composite depth (m)	Fraction dated	$^{14}\text{C}$ yr BP
RAR03	Poz-20530	0.17	Scirpus macrorest	109± 0.4 pMC*
RAR03	Poz-24023	0.3	Scirpus macrorest	112± 0.4 pMC*
RAR03.01.54	Poz-33774	0.54	Pollen-enriched extract	4080 ± 40
RAR03.02.27	Poz-33775	1.28	Pollen-enriched extract	4670 ± 40
RAR03.02.85bis	Poz-20571	1.85	Scirpus macrorest	5030 ± 40
RAR03.03.30	Poz-19935	2.30	Pollen-enriched extract	5450 ± 40
RAR03.04.55	Poz-24027	3.55	Scirpus macrorest	6170 ± 40
RAR03.05.14	Poz-24030	4.14	Scirpus macrorest	6620 ± 50
RAR03.05.65	Poz-18689	4.65	Pollen-enriched extract	6960 ± 40
RAR03.06.34	Poz-24031	5.34	Scirpus macrorests	7410 ± 50
RAR03.07.15	Poz-24032	6.15	Scirpus macrorests	7930 ± 50
RAR03.07.83	Poz-18690	6.83	Pollen-enriched extract	8010 ± 40
RAR03.08.33	Poz-18691	7.33	Pollen-enriched extract	8340 ± 50
RAR03.09.35	Poz-19936	8.35	Pollen-enriched extract	9810 ± 60
RAR03.11.10	Poz-18693	10.39	Pollen-enriched extract	10430 ± 50
RAR03.12.10	Poz-18694	11.25	Pollen-enriched extract	11020 ± 50
RAR03.14.40	Poz-18696	13.39	Pollen-enriched extract	13570 ± 70
RAR03.14.60	Poz-18695	13.59	Pollen-enriched extract	14010 ± 70
RAR07.09.10	Poz-19938	15.27	Pollen-enriched extract	18850 ± 130
RAR07.10.85	Poz-19939	16.95	Pollen-enriched extract	24340 ± 230
RAR07.11.140	Poz-18705	18.97	Pollen-enriched extract	30060 ± 240

