

DOKTORE TESIA



NAZIOARTEKO
BIKAINASUN
CAMPUSA
CAMPUS DE
EXCELENCIA
INTERNACIONAL

***EUSKOKANTAURIAR ARROKO AZALEKO
OZEANOAREN DINAMIKAREN ANALISIA
EOZENOKO HIRU GERTAKARI
HIPERTERMALETAN, NANOFOSIL
KARETSUEN BIDEZ***

DOKTOREGAIA:

Beñat Intxauspe Zubiaurre

Euskal Herriko Unibertsitatea/

Universidad del País Vasco (UPV/EHU)

ZUZENDARIAK:

Aitor Payros Agirre

UPV/EHU

José-Abel Flores Villarejo

Universidad de Salamanca

2018

ESTRATIGRAFIA ETA PALEONTOLOGIA SAILA
EUSKAL HERRIKO UNIBERTSITATEA (UPV/EHU)

DOKTORETZA PROGRAMA: KUATERNARIOA:
INGURUGIRO ALDAKETAK ETA GIZA OINATZA



UNIVERSIDAD
DE SALAMANCA

Etxeko sofan hautsa pilatzen zaien guztiei

HITZAURREA

Txikia nintzela handitan zer izan nahi nuen galdetzen zidatenean, “inbentore” erantzuten nuen, artean ez bainekien euskara zuzenean “asmatzaile” esaten zela. Ilusio horixe neukan, gauza berriak asmatzekoa eta gizarteari hobekuntzak ekartzekoa. Telebistan ikusten nituen marrazki bizidunengatik zen, jakina. Baina, aizue, hor hasi zen dena. Gero nire asmakizunen munduan ate bat ireki zen eta errealitateak besoak zabalik hartu ninduen. Tira, hobeto esanda, sekulako zartakoa eman eta txiki-txiki eginda utzi ninduen. Ezer ez zen telebistan bezala, ez. Eta orduan, halako ahots biologiko batek dei eginda edo, naturari erreparatzen hasi nintzen. Natura gaixo eta kutsatuari, esan beharko. Eta naturarekiko interesa piztu zitzaidan, animaliak aztertzen nituen, itsasoari begiratzen nion... eta orduan, egun batetik bestera, natura zaintzen hasteko erabaki irmoa hartu nuen.

Ez, ez nintzen Greenpeace-en sartu. Plastikoa eta papera birziklatzen hasi nintzen, garraioa publikoa erabiltzen... denok egiten duguna (bai, jaja, hala balitz...). Baina naturak okertzen jarraitzen zuen, udan bi egunetik behin euria egiten hasi zuen (halakorik Euskal Herrian!) eta neguan bi aste segidan 20°C-tik gorako tenperaturak; baina ez nintzen konturatu hemen zerbait arraroa gertatzen ari dela harik eta asteburu pasa Erromara joan eta 25 urteren ondoren elurra egin zuen lehen aldia tokatu zitzaidan arte. Eta nire buruari esan nion, “klima aldaketa honen zergatia lehenbailehen argitu behar duk”.

Eta handik zazpi urtera doktorego tesi baten azken hitzak idazten ari naiz. Gezurra dirudi nire bizitzako bi oinarri nola elkartu diren, asmatzaile izatea lortu baitut (ingeniarien baimenarekin, asmakuntzak egiten dituztenak zientzialariak baitira), eta natura konpontzeko asmoan nire hondar alea jartzera iritsi bainaiz. Ez dakit askorako balioko duen ale horrek une honetan nire mutur parean ikusten ari naizen hondartza puska horretan zerbait garrantzitsua egiteko, baina...

Gutxienez balio dezala beste inori ez gertatzeko Erromara joan eta monumentuak eta hondarkinak ezin ikusi izatea elurrez estalita zeudelako.

AURKIBIDEA

I. KAPITULUA: SARRERA.....	1
1.1. DOKTORE TESIAREN DESKRIBAPEN LABURRA.....	3
1.2. EOZENOKO TESTUINGURU KLIMATIKOA.....	6
1.2.1. EOZENOKO EZAUGARRI PALEOGEOGRAFIKO, PALEOKLIMATIKO ETA PALEOZEANOGRAFIKOAK.....	6
1.2.2. GERTAKARI HIPERTERMALAK.....	17
1.3. HELBURUAK.....	26
1.4. IKERKETA EREMUAREN MARKO GEOLOGIKOA.....	27
1.4.1. KOKAPEN PALEOGEOGRAFIKOA.....	28
1.4.2. EOZENO GOIZTIAR-ERTAINENKO INGURUNE SEDIMENTARIOAK.....	30
II. KAPITULUA: NANOFOSIL KARETSUAK.....	35
2.1. ZER DA NANOFOSIL KARETSU BAT?.....	37
2.2. KOKOLITOFOROEN BIOLOGIA ETA EKOLOGIA.....	40
2.2.1. ENERGIA ITURRIAK.....	41
2.2.2. UGALKETA.....	42
2.2.3. C ORGANIKOAREN EKOZPENA.....	43
2.2.4. BIZIMODUA.....	44
2.2.5. KOKOLITOFOROEN UGARITASUNA HISTORIAN ZEHAR.....	47
2.3. NANOFOSIL KARETSUEN FUNTZIOA CaCO₃-REN SEDIMENTAZIOAN. ONDORIOAK INGURUGIROAN.....	48
2.3.1. CaCO₃-AREN METAKETA NANOFOSIL KARETSUEN BITARTEZ.....	48
2.3.2. KOKOSFEREN EKOIZPENA.....	49
2.3.3. SEDIMENTAZIOA.....	50
2.3.4. C ORGANIKOAREN ETA CaCO₃-AREN OZEANO HONDORANZKO PONPAKETA.....	54
2.3.5. ONDORIOAK INGURUGIROAN.....	56

2.4. NANOFOSIL KARETSUEN MORFOLOGIA. IKERTUTAKO SEKZIOETAN	
AGERI DIREN TALDE NAGUSIEN DESKRIBAPENA.....	57
2.4.1. OINARRI OROKORRAK.....	57
2.4.2. LAN HONETAN AGERI DIREN TALDEEN DESKRIBAPENA.....	61
2.5. TESI HONETAN NANOFOSIL KARETSUETATIK LORTUTAKO	
INFORMAZIOA.....	76
2.5.1. BIOESTRATIGRAFIA.....	76
2.5.2. EOZENOKO TALDEEI BURUZKO KONTSIDERAZIO (PALEO)EKOLOGIKOAK.....	77
2.5.3. DISOLUZIOA ETA KALTZIFIKAZIOA.....	80
III. KAPITULUA: METODOLOGIA.....	83
3.1. LAGINKETA NANOFOSIL KARETSUENTZAT.....	87
3.2. NANOFOSIL KARETSUAK MIKROSKOPIO OPTIKO BIDEZ IKERTZEKO	
PRESTAKETA TEKNIKAK.....	88
3.3. ASOZIAZIOEN IDENTIFIKAZIOA ETA ANALISIA.....	91
3.4. KONTSERBAZIOAREN DETERMINAZIOA.....	93
3.5. IRUDIEN ANALISIA.....	94
3.6. ANALISI GEHIGARRIAK.....	98
3.6.1. ISOTOPO EGONKORRAK.....	98
3.6.2. MINERALOGIA.....	99
3.6.3. FORAMINIFERO BENTONIKOAK.....	100
3.7. EMAITZEN ARGITARATZEA.....	101
IV. KAPITULUA: GORRONDATXEKO SEKZIOA.....	103
4.1. KOKAPEN GEOGRAFIKOA.....	105
4.2. SEKZIOAREN EZAUGARRI GEOLOGIKOAK.....	106
4.3. C21R-H6 GERTAKARIAREN EZAUGARRI OROKORRAK.....	109
4.4. C21R-H6 GERTAKARIAREN ADIERAZPENA GORRONDATXEKO	
SEKZIOAN.....	110
4.5. GORRONDATXEKO NANOFOSIL KARETSUEN ASOZIAZIOAK.....	115
4.5.1. DATU BILKETA.....	115
4.5.2. ASOZIAZIOEN AZTERKETA.....	117

4.5.3. INTERPRETAZIOA.....	121
4.6. IRUDIEN ANALISIA.....	124
4.6.1. DATU BILKETA.....	124
4.6.2. EMAITZAK.....	127
4.6.3. INTERPRETAZIOA.....	128
4.7. EZTABAIDA OROKORRA.....	133
V. KAPITULUA: BARINATXEKO SEKZIOA.....	137
5.1. KOKAPEN GEOGRAFIKOA.....	139
5.2. SEKZIOAREN EZAUGARRI GEOLOGIKOAK.....	140
5.3. ETM2 GERTAKARIAREN EZAUGARRI OROKORRAK.....	142
5.4. ETM2-AREN ADIERAZPEN POSIBLEA BARINATXEKO SEKZIOAN.....	144
5.5. BARINATXEKO NANOFOSIL KARETSUEN ASOZIAZIOAK.....	148
5.5.1. DATU BILKETA.....	148
5.5.2. ASOZIAZIOEN AZTERKETA.....	151
5.5.3. INTERPRETAZIOA.....	156
5.6. IRUDIEN ANALISIA.....	158
5.6.1. DATU BILKETA.....	158
5.6.2. EMAITZAK.....	159
5.6.3. INTERPRETAZIOA.....	160
5.7. EZTABAIDA OROKORRA.....	162
VI. KAPITULUA: OYAMBREKO SEKZIOA.....	167
6.1. KOKAPEN GEOGRAFIKOA.....	169
6.2. SEKZIOAREN EZAUGARRI GEOLOGIKOAK.....	170
6.3. C19R GERTAKARIA: AURREKARIAK ETA GAIAREN GAUR EGUNGO EGOERA.....	172
6.4. C19R GERTAKARIAREN OYAMBREKO KOKAPENAREN ZEHAZTAPENA.....	174
6.5. ISOTOPO EGONKORRAK.....	177
6.5.1. DATU BILKETA.....	177
6.5.2. EMAITZAK.....	177

6.5.3. INTERPRETAZIOA.....	178
6.6. MINERALOGIA.....	179
6.6.1. DATU BILKETA.....	179
6.6.2. EMAITZAK.....	179
6.6.3. INTERPRETAZIOA.....	180
6.7. FORAMINIFERO BENTONIKOAK.....	183
6.6.1. DATU BILKETA.....	183
6.6.2. EMAITZAK.....	183
6.6.3. INTERPRETAZIOA.....	183
6.8. OYAMBREKO NANOFOSIL KARETSUEN ASOZIAZIOAK.....	185
6.8.1. DATU BILKETA.....	185
6.8.2. ASOZIAZIOEN AZTERKETA.....	188
6.8.3. INTERPRETAZIOA.....	198
6.9. IRUDIEN ANALISIA.....	203
6.9.1. DATU BILKETA.....	203
6.9.2. EMAITZAK.....	205
6.9.3. INTERPRETAZIOA.....	206
6.10. EZTABAIDA OROKORRA.....	209
VII. KAPITULUA: ONDORIOAK.....	213
ESKER ONAK.....	221
BIBLIOGRAFIA.....	223

I. KAPITULUA: SARRERA

- *Doktore tesiaren deskribapen laburra*
- *Eozenoko testuinguru klimatikoa*
- *Helburuak*
- *Ikerketa eremuaren marko geologikoa*

1.1. DOKTORE TESIAREN DESKRIBAPEN LABURRA

Doktore tesiaren memoria hau Euskal Herriko Unibertsitatea/Universidad del País Vasco (UPV/EHU) entitatean lau urtez doktorearreko ikertzaile kontratatu gisa eginiko lanaren emaitza da. Tesi hau Eozenoko hiru gertakari hipertermalen karakterizazioan datza, nanofosil karetsuen bidez. Gertakari hipertermal bat Lurraren historian geologikoki oso denbora laburrean (104-105 urte) planetako temperaturaren igoera bortitza gertatu zen garai bat da (Thomas & Zachos, 2000; Zachos et al., 2001). Normalean C organikoaren askapen masiboarekin lotzen dira (Dickens et al., 1997). Erregistro geologikoan mota honetako gertakari ugari aurkitu dira, eta gaur egun kezkarriak diren berotegi efektuaren eta berotze globalaren antzekoak dira, bai atmosferako berotegi gasen kontzentrazioari bai tenperaturaren igoera globalari dagokionez. (Caldeira & Wickett, 2003; Keeling & Whorf, 2004; Raven et al., 2005; Zeebe et al., 2016).

Klimaren aldaerak lurter ekosistemei nola eragingo dienaren kezka hainbat ikerlari gertakari hipertermalen balizko kausa eta ondorioak aztertzeran eraman ditu. Dugarik gabe, ebidentziarik fidagarrienak jadanik gertatuak daudenak eta haien ondorioak erregistro geologikoan kontserbatuak daudenak dira. Ondorioz, gaur egungo beroketa globalaren antzeko iraganeko gertakari hipertermalen azterketak planetaren etorkizuna aurreikusteko pista eman ditzake. Arrazoiketa hau izan da tesi honetan gauzatutako ikerketarako motibazioaren oinarria.

Historia geologikoko gertakari hipertermaleko batzuk Eozenoan gertatu ziren (Thomas & Zachos, 2000; Zachos et al., 2001, 2004), duela 56.0 Mu-tik (milioi urte) duela 33.9 Mu-ra (International Commission on Stratigraphy, 2017/02-ko bertsioa) hedatzen den periodoan. Eozenoaren lehen erdian egungoak baino batezbesteko tenperatura altuagoak eman ziren, eta elkarren segidako hainbat berotze bortitz, intsolazio handiko aldiekin erlazionatuak (Westerhold et al., 2007; Galeotti et al., 2010). Denbora tarte hau, bere aurreko Paleozenoarekin batera, Euskoantauriar arrokaren erregistro geologikoan oso ongi errepresentatua dago, eta hargatik gauzatu da lan hau arrokaren honetan. Hain zuzen ere mundu mailako hiru Estratotipo edo GSSP (Global

Stratotype Section and Point) kokatzen dira Euskokantauriar arroan, elkarren segidako bi estai kronoestratigrafikoren arteko mugak ondoen errepresentatuta dauden sekzio geologikoak, internazionalki erreferenteak. Honela, Zumaiako azaloramenduan Paleozenoko Daniar/Selandiar eta Selandiar/Thanetiar mugak aurkitzen dira, eta Gorrondatxeko azaloramenduan Eozenoko Ypresiar/Lutetiar muga. Gertakari hauek Euskokantauriar arroko Paleogenoko azaloramenduen kalitatea ziurtatzen dute.

Lan honetan iraupen laburreko hiru gertakari hipertermal aztertu dira, Euskokantauriar arroko sakonera handiko metakin itsastarrak dituzten sekzio estratigrafikoetan identifikatuak. Hiru gertakari hauetan igorritako C organikoa igorpen antropogenikoetakoa baino baxuagoa dela kalkulatu da (Lourens et al., 2005; Sexton et al., 2011), uste baita 2400.urterako 5000 Pg-tara iritsiko dela gaur egungo igorpen maila mantenduz gero (Zachos et al., 2008). Gaur egungoaren parametro antzekoenak Paleozeno-Eozenoko Maximo Termikoak erakusten ditu (PETM, bere ingelesezko siglengatik: Paleocene-Eocene Thermal Maximum), duela 56 Mu gertatutakoak. Aitzitik, doktore tesi honetan intentsitate txikiagoko gertakariekin lan egitea erabaki da bi arrazoi direla medio: (1) PETMa dagoeneko oso ikertua dago, bai mundu mailan bai Euskokantauriar arroko hainbat sekziotan, eta bere kausa eta ondorioak aski ongi ezagutzen dira. (2) PETMaren iraupena, 200 ku-an (kilourte, mila urte) estimatua, egungo beroketa globalarena baino luzeagoa dela estimatzen da, eta hargatik egokiagotzat jo da gertakari hipertermal laburrak aztertzea.

Hemen aztertutako hiru gertakariak hiru azaloramendu ezberdinetan kokatuak daude, guztiak hondartzetako labarretan, laginak erauztea errazten duena. Azaloramendu zaharrena Barinatxe hondartzan kokatzen da, Sopela udalerrian (Bizkaia). Ypresiar (behe-Eozeno) estaiari dagokio eta ETM2 (Eocene Thermal Maximum 2) gertakari hipertermala ikertzea izan da helburua bertan, 54.1 Ma-n datatua (Westerhold et al., 2017). Bigarren azaloramendua Gorrondatxe hondartzan kokatzen da, Getxo udalerrian (Bizkaia). Behe-Lutetiarrari dagokio (erdi-Eozenoa) eta ikertutako gertakaria C21r-H6 izan da (Sexton et al., 2011), 47.48 eta 47.22 Mu artekoa. Hirugarren azaloramendua Oyambre hondartzan aurkitzen da, San Vicente de la Barquera udalerrian (Kantabria). Bertan C19r gertakaria ikertu da (Edgar et al., 2007), 41.5 Mu-an datatua, Lutetiar amaieran.

Gertakari paleoklimatiko bat karakterizatzeko era asko daude. Une honetan, UPV/EHU-ko Estratigrafia eta Paleontologia Saileko ikerketa lerro bat Euskokantauriar arroko Eozenoko erregistro geologikoaz arduratzen da, teknika eta metodologia anitzak erabiliz, horien artean balizko gertakari hipertermal hauek kokatzen diren sekzioetako analisi geokimikoak, magnetostratigrafikoak, ziklostratigrafikoak eta biostratigrafikoak. Oraindik egiteke dago nanofosil karetsu bidezko paleoekologia eta hartatik izan dira nanofosil karetsuak doktore tesi honetako tresna nagusiak.

Nanofosil karetsuak nagusiki kokolitofoeroek ekoiztutako fosilak dira, nahiz eta jatorri ezezaguneko baina antzeko ezaugarri kimikodun formak ere sartzen diren nanofosil karetsuen taldean. Kokolitofoeroak guztiz itsastarrak diren fitoplankton (izaki zelulabakar autotrofo) talde bat dira, oskol karetsua dutenak (Bukry, 1969). Jurasikoan duela 220 Mu agertu zirenetik (Bown et al., 2004) ekoizle primarioak izan dira, eta euren ekoizpen gaitasunak gainerako kate trofikoak baldintzatu du. Horrez gain, itsas hondoko sedimentuetako karbonatoaren iturri nagusia dira (Milliman, 1999). Beren tamaina txikiagatik eta bizimodu plantonikoagatik, beren ingurune ingurumen aldaketei sentikorrek dira. Gainera, nanofosil karetsuen distribuzio aldaketak erraz identifikatzen dira erregistro geologikoan, beren ugaritasuna eta ozeanoetan duten hedapena dela eta. Horregatik guztiagatik, hamarkada askotan zehar erabili dira datazio biostratigrafikoak eta interpretazio paleoklimatiko eta paleoekologikoak egiteko.

Nanofosil karetsu talde batzuk baldintza ozeanografiko jakinekin duten dependenzian oinarrituz, paleoingurugiroaren eboluzioa berreraiki daiteke talde hauen arteko proportzioen aldaketak behatuta. Hain zuzen haxe izan da doktoretza honetan eginiko lanaren zati handi bat, aztertutako hiru gertakari hipertermaletan jazotako ingurugiro aldaketak eta aldaketa ozeanografikoak ezaugarritzea ahalbidetu duena. Emaitzekin aurretiko interpretazioak osatu eta zehaztu dira, eta kasu batzuetan proposamen berritzaileak egin dira, beste parametroekin interpretatu ezin izan zena interpretatzeko.

Asoziazio aldaketak ez dira izan nanofosil karetsuekin eginiko ikerketa bakarra. Lehen esan den bezala, kokolitofoeroak itsas zabaleko karbonato ekoizlerik handienak dira. Ondorioz, ingurugiro aldaketek, asoziazioei eragiteaz gain, nanofosil karetsu banako bakoitzaren morfologiari ere eragiten dio (Schlanger & Douglas, 1974; Broecker & Clark, 1999; Ziveri et al., 1999). Kaltzitzen oreka (CaCO_3) ur ozeanikoak

karbono dioxidoaren (CO₂) gisako konposatuetan duen edukiaren araberakoa da. CO₂-aren aldaketak erraztu ala zaildu egin dezake kokolitoforoen oskolen ekoizpena (Ridgwell & Schmidt, 2010; Beaufort et al., 2011). Era berean, kaltzitaren disoluzioa eragiten duten sustantziek nanofosil karetsuen disoluzio partziala eta masaren galera eragin dezakete. Nanofosil karetsuen CaCO₃ edukiaren neurketa izan da doktoretzan egin den bigarren lana, ikertutako gertakari hipertermaletako ingurumenaren eboluzioa ezagutu ahal izateko.

Horrez gain, ikerketa geokimiko eta paleontologiko gehigarriak egin dira aurretiaz egin gabe zeuden kasuetan, Oyambren esaterako. Nanofosilen ikerketarako baino gutxiago bada ere, denbora eskaini zaio isotopo egonkor, mineralogia eta foraminiferoetarako laginen bilketa eta prestakuntzari.

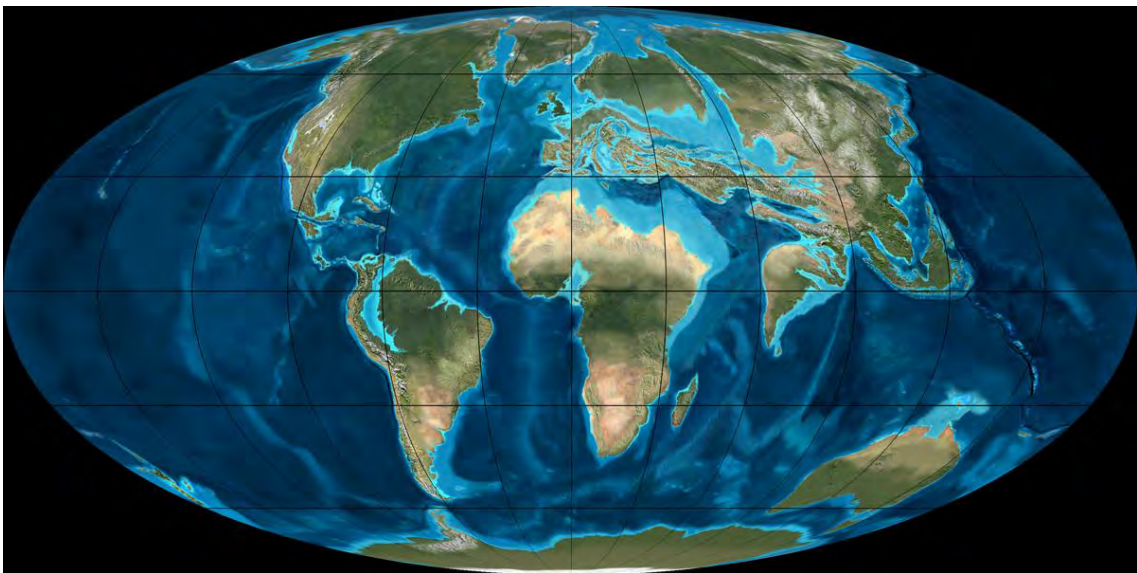
1.2. EOZENOKO TESTUINGURU KLIMATIKOA

1.2.1. EOZENOKO EZAUGARRI PALEOGEOGRAFIKO, PALEOKLIMATIKO ETA PALEOZEANOGRAFIKOAK

Eozenoko paleogeografia

Eozenoko kontinenteen distribuzioak gaur egungo egoerarekiko desberdintasun batzuk erakusten ditu (1.1 irudia): Atlantikoa estuagoa zen (Funnell & Smith, 1968; Philip et al., 1996), Australia eta Antartika tektonikoki elkartuak zeuden oraindik, ez baitzituen ozeano batek banantzen nahiz eta sakonera txikiko itsaso bat egon bien artean (Toggweiler & Bjornsson, 2000; Huber et al., 2004), eta Hegoamerika eta Antartika arteko Drake itsasarte sakonera txikiko itsasoa zen baita. Hori dela eta, korrante zirkun-Antartikoa aktibatu gabe zegoen oraindik (Exon et al., 2004; Huber et al., 2004).

Beste desberdintasun nagusia Tethys ozeanoaren erreliktu baten presentzia zen, Mesozoikoan Afrika eta India Eurasiatik banantzen zituena. Permiarretik aurrera Pangea hautsi eta gero, Kretazeo goiztiarrera bitarte Tethysa zabalduz joan zen, baina Cenomaniarretik aurrera (Kretazeoaren berantiarraren hasiera) ixten hasi zen (Girardeau et al., 1985; Klitgord and Schouten, 1986; Knipper et al., 1986; Srivastava and Tapscott, 1986; Ricou, 1996). Eozeno goiztiarrean, India eta Arabia oraindik ez ziren Asiarekin elkartu, eta hargatik sakonera txikiko itsaso bat, Neo-Tethys, kokatzen zen kontinenteen artean ekialde-mendebalde norabidean (Philip et al., 1996). Eozeno ertainaren amaieran egin zuten talka India eta Arabiak Asiarekin, Tethyseko itsas korronteak behin betirako geldituz (Ricou et al., 1986; Philip et al., 1996; Ricou, 1996).



*1.1 irudia. Ozeano eta kontinenteen distribuzioa Eozenoan
(<https://deeptimemaps.com/>).*

Eozenoko klima orokorra

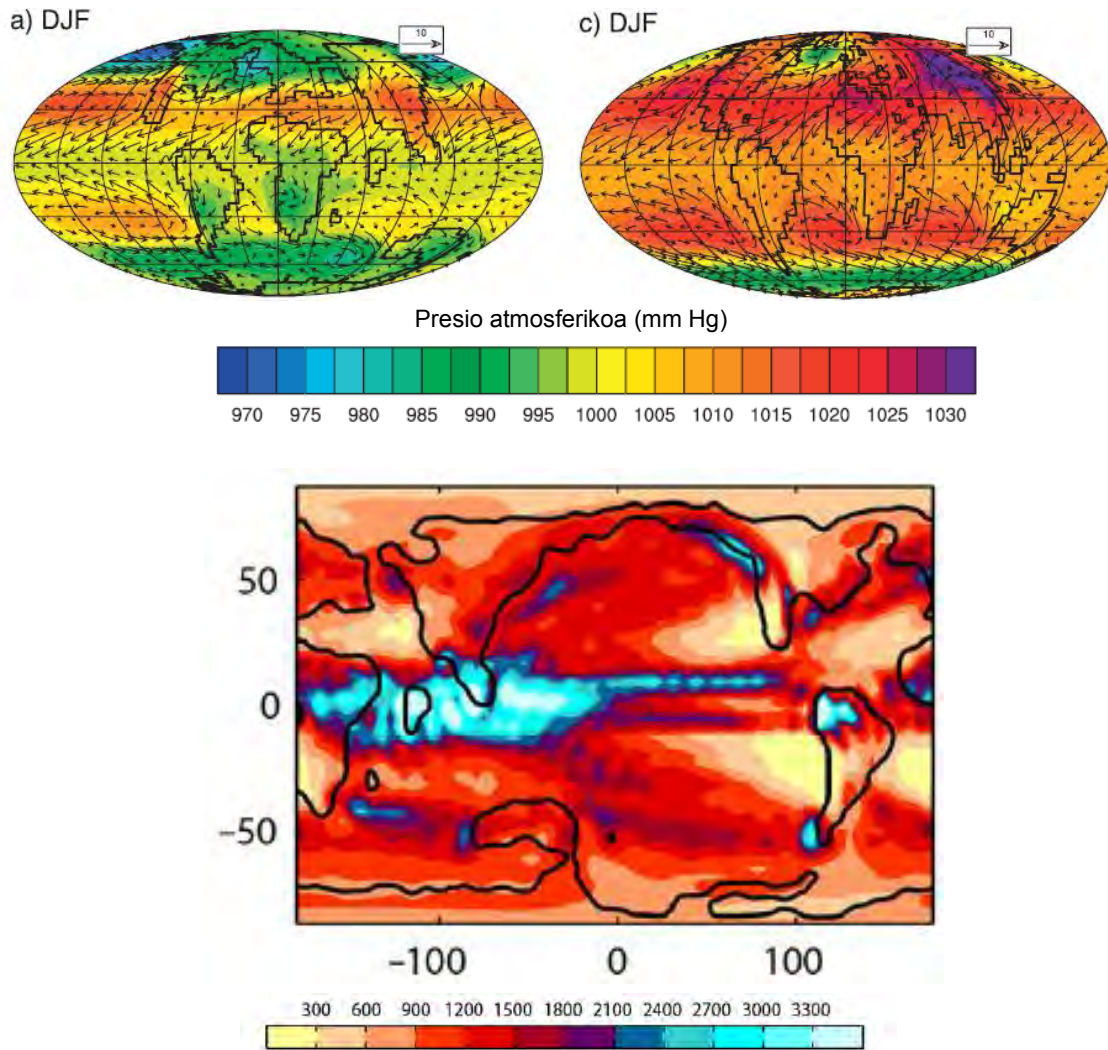
Eozenoko klima kontinenteen distribuzioaren mendekoa zen neurri batean. Tethysaren ingurumarietan karbonatozko plataformak eremu oso zabalean hedatzen ziren eta honek izaki bizidunen koloniak ugaritzea ekarri zuen. Hauen metabolismoak atmosferako gasen kontzentrazioan eragin zuen, dela DMS edo bestelako aerosolen ekoizpenagatik, dela arnasketaren bidez karbonoa igortzeagatik (Jolley & Widdowson, 2005; Storey et al., 2007). Prozesu hauei korronte ozeanikoen berrezarpena gehitu zitzaion, Drake eta Tasmaniako itsasarteak ireki ostean (Emery & Uchupi, 1984; Ricou, 1987; Guiraud & Bellion, 1996; Huber et al., 2004). Honegatik guztiagatik, atmosferako

berotegi gasen kontzentrazioa nabarmen handitu zen, hala nola CO₂-aren kontzentrazioa 1200-2500 ppm-tara iritsiz, industria aurreko balioak 300 ppm-tara iristen ez ziren bitartean (Sloan & Huber, 2001; Pearson & Palmer, 2000; Zachos et al., 2008). Berotegi gasen kontzentrazio igoera graduala izan zen behe-Eozenoan zehar, eta hargatik planetako tenperatura etengabe handituz joan zen duela 59-57 Mu-tik 49-45 Mu-ra. Beroketaren klimaxa behe-Eozenoko Optimo Klimatikoa deitzen da (Early Eocene Climatic Optimum, EECO) eta duela 52.5 eta 50.5 Mu artean eman zen (Zachos et al., 2008; Lunt et al., 2011; Payros et al., 2015b). Jarraian, tenperaturaren jaitsiera progresibo bat eman zen, harik eta Eozeno/Oligozeno mugan, duela 33.9 Mu, Antartikan behin betiko izotz kaskoa eratu zen arte (Miller et al., 1987; Mackensen & Ehrmann, 1992; Zachos et al., 2001). Honenbestez, behe-Eozenoa garai beroa izan zen (Haq et al., 1988; Winguth et al., 2010).

Estimatu da Eozenoko urteko batezbesteko tenperatura egungoa baino 10°C altuagoa zela (Zachos et al., 1993; Sloan & Rea, 1996; Huber & Caballero, 2011; Lunt et al., 2012). Hargatik, ez zen kasko polar egonkorrik eratzten (Zachos et al., 1993; Sloan & Rea, 1996; Krishnan et al., 2014) eta gaur egun Artiko eta Antartikako glaziarretan kontzentratzen den ura, Eozenoan gainerako biltegietan banatua zegoen, bereziki ozeanoetan.

Temperatura altuak ziklo hidrológicoaren azkartzea ekarri zuen. Gehiago lurruntzen zen eta prezipitazioak gaur egun baino ugariagoak ziren (O'Connell et al., 1996; Carmichael et al., 2016). Hala ere, prezipitazioak erregimen ezberdinetan bananduta zeuden, neurri handi batean haizeek eraginda (Barron et al., 1989; Carmichael et al., 2016; 1.2 irudia). Temperatura orokor altuak latitude eta longitude arteko kontrastea txikiagotzen zuen, beraz gradiente termikoak egun baino leunagoak ziren (Sloan & Rea, 1996; Carlson & Caballero, 2017). Honen eraginez, haizeen indarraren batezbestekoa txikiagoa zen urtean zehar. Hala ere, baziren montzoi motako haize indartsuko zonak, bereziki Asiaren hegoaldean, gaur egun bezalatsu (O'Connell et al., 1996; Sloan & Huber, 2001; Egger et al., 2005; Winguth et al., 2010). Nolanahi ere, haize ahulago hauek gaur egungoen antzeko norabideetan hedatzen ziren, Coriolis efektuaren eraginpean (Masse et al., 1996; Sloan & Huber, 2001; Carlson & Caballero, 2017). Honela, aurkako norantzan biratzen zuten zelula konbektiboek haizeen kontzentrazio altua eragiten zuten ekuatorean (ikus 1.2 irudia), urtean zehar prezipitazio ugariak sorraraziz, gaur egun bezala. Aldiz, tropikoetan haizean ur lurruna banantzen zuen,

beraz zona tropikaletan prezipitazioak urriagoak ziren eta lurrunketa nagusitzen zen (Held & Soden, 2006; Carmichael et al., 2016).



1.2 irudia. Goian ezkerrean, Eozenoko haizeen norabide eta intentsitatea (ikus erreferentziako 10 m/s-ko bektorea), gaur egungo balioekin kontrastatuta eskuinean (Winguth et al., 2010). Behean, Eozenorako estimatutako urteko prezipitazioak (mm/urteko; Carmichael et al., 2016).

Zona subtropikal eta latitude ertainei dagokienez, klima hezea eta prezipitazio ugarikoa zen, ekuatorean baino gutxiago hala ere (Sloan & Rea, 1996; Bice & Marotzke, 2000; Brinkhuis et al., 2006; Sluijs et al., 2009; Krishnan et al., 2014). Latitude baxuekin alderatuta, non prezipitazioak urtean zehar banatuak zeuden latitude ertainetan prezipitazioak urtaroen araberakoak ziren, eta klima gaur egungo Sabana Afrikarraren antzekoa zen: gehienez klima erdilehorra zen, eta bi edo hiru hilabetetan euri jasa handiak gertatzen ziren, hezetasun gorabeherak dituzten klimetako lurzorua

garatzen zirelarik (Thiry, 2000; Gertsch et al., 2010; Arostegi et al., 2011). Azkenik, gaur egungoarekiko desberdin, latitude altuak hezeak ziren, eta poloetako tenepertura altuagoak eraginda ziurrenik, Eozenoan bazeuden prezipitazioak, gaur egun prezipitazio urrienerako zonetako bat diren bitartean.

Orokorrean, Eozenoko ingurugiroa oso egokia zen biziaren garapenerako. Izotzik ez zegoenez eta klima beroarekin zein aldeko erregimen hidrologikoarekin, talde askoren eboluzioa eman zen, bereziki animalia lehortar eta itsastarrak, eta karbonatozko plataforma zabaletan bizi ziren izakiak, molusku eta makroforaminiferoak kasu (Scheibner & Speijer, 2008).

Eozenoko ezaugarri paleozeanografikoak

Eozenoan zehar, itsas maila gaur egun baino 100-150 m altuago kokatzen zen (Haq et al., 1988; Hallam, 1989), nagusiki tenperatura altuagatik eta kasko polarririk ez zegoelako. Itsas maila altuagatik, altuera txikiko eremuak urpean murgildu ziren sakonera txikiko plataforma zabalak emanez, eta nitxo ekologiko ugari garatuz (Philip, 1996).

Eozenoko ur masa ozeanikoen ezagutza oso mugatua da, dagoen informazioa arroka eta sedimentuen azterketatik baitator, eta hauek sistema ozeanikoaren osotasunaren ikuspegi partziala baino ez dute eskaintzen. Horregatik, orain arte sistema ozeanikoaren berreraikitze orokorrak baino ez dira egin. Guztietan Aktualismoaren Printzipioa erabili da, hots, iraganeko ozeanoen funtzionamendua gaur egungoaren antzekoa dela. Hori dela eta, lehenik gaur egungo ur masen ezaugarriak deskribatuko dira:

- Azaleko ur masak: Ur zutabearen goialdean kokatuak daude, atmosferarekin kontaktuan, eta prezipitazioetako eta kontinentetik iritsitako urek elikatzen dituzte. Azpiko urek baino tenperatura altuagoa eta ur gezarekin nahastearen ondorioz, gazitasun baxuagoa dutenez, dentsitate txikiagoa dute eta gainazalean mantentzen dira. Azpiko ur masekin gutxi nahasten dira, tenperatura eta konposizio desberdintasuna direla eta. Ondorioz, ur sakonagoekin duten muga metro gutxiko tarte zehatz bat da, *termoklina* izenekoa. 50 eta 200 m arteko sakonera kokatzen da, lekuko ozeanoaren eta klimaren ezaugarrien arabera, eta bertan tenperatura bat-batean jaisten da (Rahmstorf, 2013). Azaleko ur masak

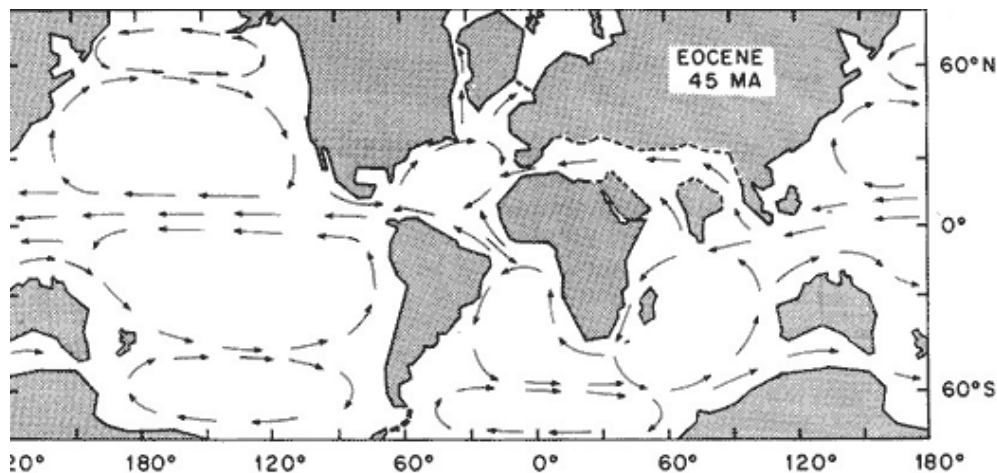
“nahasketa-geruza” (mixed layer) bezala ere ezagutzen dira, temperatura, gazitasuna, konposizioa eta pHa bezalako parametroak etengabe aldatzen direlako, ekarpen kontinentalen eta atmosferikoen, lurrunketaren, eta konposatu inorganiko eta organikoen prezipitazioaren eraginez, azken hau itsas organismoen aktibitateagatik nagusiki (Bryan et al., 2006; Rahmstorf, 2013).

- Ur masa sakonak: Termoklinaren eta ozeano hondoaren artean kokatzen dira, sakoneko korrante ozeanikoari esker desplazatuz. Beren iturria dentsitate igoeragatik hondoratzen diren azaleko urak dira, planetako zona batzuetan, *downwelling* deituriko prozesuaren bidez. Gaur egun *downwelling* indartsuenak Artikokoan eta Antartikoan gertatzen dira, non azaleko urak hoztu, dentsitatea handitu eta hondoratzen diren. Ondoren ozeano hondoan zehar desplazatzen dira, *upwelling* deritzen igoera-konduktuetara iritsi arte. *Upwelling*ak haizeek azaleko urak banantzen dituzten lekuetan kokatzen dira, esaterako Hegoamerikaren mendebalean (Rahmstorf, 2013).
- Tarteko ur masak: Gaur egun ozeano Antartikoan sortzen dira desizoztearen eraginez (Rahmstorf, 2013). Beren ezaugarri fisiko-kimikoak azaleko nahiz sakoneko uren desberdinak dira, eta ur masa sakonek baino dentsitate txikiagoa dutenez, lobulu moduan txertatzen dira ur masa sakonen goialdean, azaleko uren behealdearekin kontaktuan.

Eozenoari dagokionez, kontinente ertzetan, azaleko ur masen dinamikan eragiten zuten faktoreak kontinentetik zetozen ur masak, klima lokala, lurrunketa eta prezipitazio tasa kontrolatzen zuena, aktibitate biologikoa eta ozeanora garraiatutako materialak ziren (Sluijs et al., 2007a, b; Cope & Winguth, 2011). Aldiz, ozeano zabaleko azaleko uren parametroak prezipitazio-lurrunketa eta beste biltegietako uren nahiz beste ur masen irispeneren menpe zeuden (Sloan & Huber, 2001; Bryan et al., 2006). Azaleko uren desplazamendua ekintza eolikoaren araberakoa zen (Masse et al., 1996; Carlson & Caballero, 2017). Latitude baxuetan, Ipar hemisferioan azaleko urek ordulari orratzen norantzako korrantea sortuko zuten, eta Hego hemisferioan kontrako noranzkoan (1.3 irudia).

Mugimendu errotazionalari esker, ekuatorean bi ur masak elkartu eta ekialdetik mendebaldeko korrante indartsuak sortuko ziren. Honek Ekman efektua sortuko zuen, kontinenteen mendebaldeko kostaldeetan uren defizita gertatzearen ondorioz hondoko uren igoera alegia, *upwelling* deitua (Sloan & Huber, 2001; Winguth et al., 2010).

Horrez gain, uste da Tethysean zehar ekialdetik mendebalderanzko zirkulazioa ematen zela, urak Asia hego-ekialdetik Atlantikoraino eramanez, agian baita Amerikaraino ere.



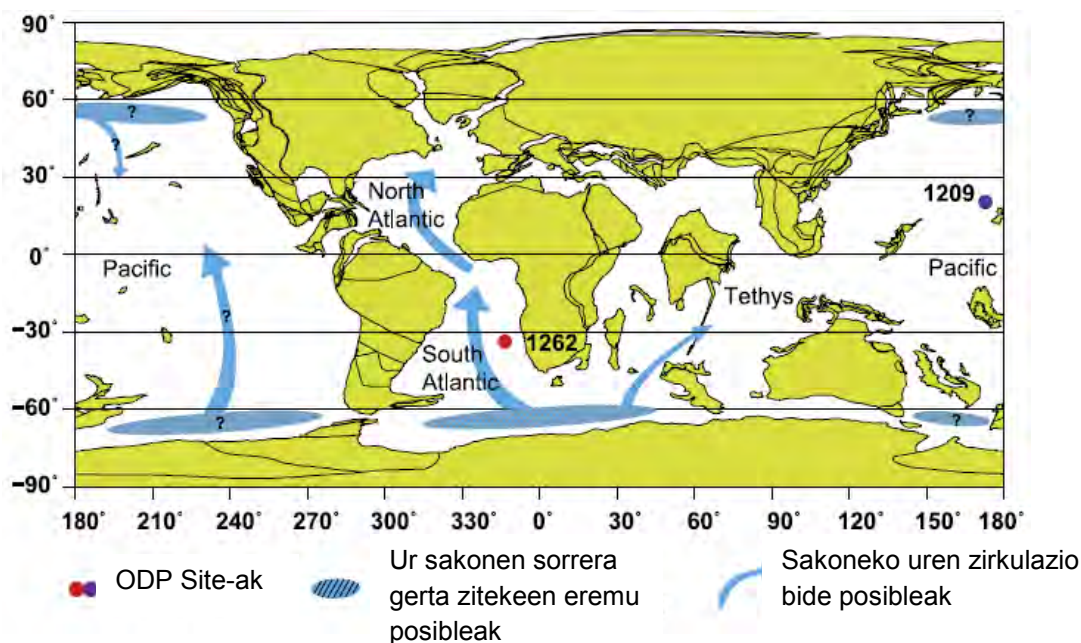
1.3 irudia. Eozenoko azaleko korrante ozeanikoen eskema orokorra

(<http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>).

Eozenoko sakoneko ur masen ezaugarriak *downwelling*-etan hondoratzen ziren azaleko uren araberakoak ziren, eta baita itsas hondoko materialen disoluzio-prezipitazioaren eta ur zutabeen esekiduratik erortzen ziren materialen araberakoa ere (D'Haenens et al., 2012). Gaur egun bi poloetan daude *downwelling*-ak, baina Eozenoan leku bakarrean hondoratzen ziren urak: Hegoaldeko ozeanoaren Atlantiko isurialdean (Mountain & Miller, 1992; Pak & Miller, 1992; Littler et al., 2014). Azaleko urak latitude baxuetatik Antartikako kostara desplazatzen diren, non temperatura hotzagoa zen, eta beraz uren dentsitatea handitu eta hondoratu egiten ziren (Brass et al., 1982; Bice & Marotzke, 2002; Thomas et al., 2003; Cramer et al., 2009; 1.4 irudia). Hegoaldeko ozeanotik, hondoko ur masak Atlantikoan eta proto-Indikoan zehar barreiatzen ziren, bi ozeanoetako zona abisalak elikatuz (Kennett & Stott, 1990; Pak & Miller, 1992; Bice & Marotzke, 2002; Littler et al., 2014; 1.4 irudia). Proto-Indikotik ur sakonak ozeano Barera barreiatzen ziren, baina kasu honetan zenbait autorek ozeano Bare iparraldean ere *downwelling* bat egon zitekeela diote (Thomas, 2004; Cope & Winguth, 2011). Honen guztiaren ondoren, ur sakonak igo egiten ziren bereziki Hegoamerikaren ipar-mendebaldetik, garai hartako *upwelling* indartsuena, baina baita India eta Afrika mendebaldetik ere (Pak & Miller, 1992; Bice & Marotzke, 2002).

Gaur egungoen aldean, Eozenoko tarteko ur masen jatorria ez dago argi, nahiz eta badauden ozeano Bare iparraldeko Bering itsasoan eta Australiaren hego-ekialdean sor

zitezkeenaren zantzuak (Winguth et al., 2010). Beren zirkulazioa ere ez dago argi. Ez dirudi haizeek garraiatzen zituztenik, ezta *upwelling* eta *downwelling*-ek kontrolatutako sakoneko korronteen ere; soilik kontaktu bertikalean zeuden azaleko eta sakoneko ur masekin eta beren iturriak sorrera-eremuak eta beste ur masekin zuten elkartrukea ziren.



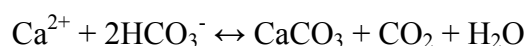
1.4 irudia. Eozenoko sakoneko korronteen eskema orokorra (Littler et al., 2014).

Eozenoko tenperatura ozeanikoen atmosferikoen baino desberdintasun handiagoak erakusten dituzte gaur egungoekin konparatzerakoan. Ozeanoen tenperatura latitudearen, jasotako intsolazioaren eta ozeanoen zirkulazioaren araberakoa da (Sloan & Huber, 2001; Tripathi & Elderfield, 2005). Ur ekuatorial eta tropikalak gaur egun baino 2-3°C beroagoak ziren, 35°C-tara iritsiz (Tripathi & Elderfield, 2005; Wing et al., 2005; Zachos et al., 2005). Aldiz, ur polarretan 6 eta 18°C arteko urak daude erregistratuta (Ivany et al., 2008; Huber & Caballero, 2011), gaur egungoak baino nabarmen altuagoak (0-4°C). Logikoki, ur sakonek ere diferentzia handiak erakusten dituzte, ur antartikoen hondoratzearen ondorioz sortzen baitziren: ur sakonen batezbesteko tenperatura 10-15°C zen Eozeno goiztiarrean (Kennett & Stott, 1990, 1991; Thomas et al., 2000; Huber & Caballero, 2011), gaur egun -2 eta 4°C artean dauden bitartean. Kontrara, gazitasunak ez zuen gaur egungoarekiko alde handirik erakusten, mixohalinoa zen plataforma tropikaletan (8-40 g/L) ur gezaren ekarpenak jasotzen zirelako, eta gainerako azaleko ozeanoan 30-40 g/L artekoa zen (Lévy, 1996; Winguth et al., 2010).

Aldiz, Eozenoa bezalako berotegi gasen kontzentrazio altuko garai batean, oso kontuan izan beharreko faktoreak CO₂-aren presioa, pHa eta uretako karbonatoen oreka dira. Batetik, CO₂-aren igoerak pH-aren jaitsiera dakar, ondorengo erreakzioen ondorioz protoiak askatzen baitira (Weiss, 1974; Archer, 1999):



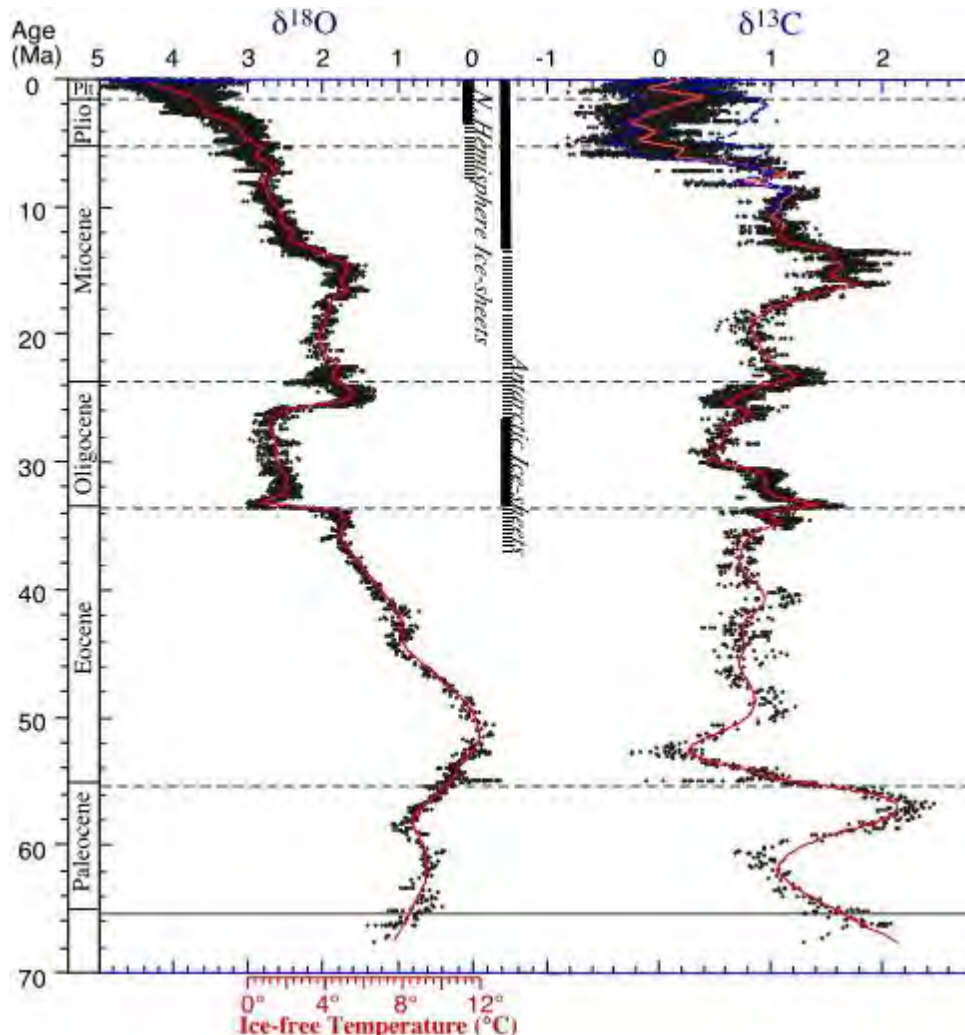
Bestetik, CO₂-aren igoerak kaltzio karbonatoaren disoluzioa dakar, konposatua ekoizten den erreakzioa honakoa baita:



Uretako CO₂ kontzentrazioaren igoerak aurreko erreakzioaren desoreka eragingo luke, eta oreka berrezarri ahal izateko CaCO₃ disolbatuko litzateke (Frankignoulle & Canon, 1994; Orr et al., 2005; Ridgwell & Zeebe, 2005; Ridgwell, 2007; Zeebe, 2012, 2013). Prozesu hau, pH-aren jaitsierarekin batera, jadanik gaur egungo koralen disoluzioa eragiten ari da, hauen eskeletoa aragonitozkoa baita, CaCO₃-ren polimorfo desegonkorrena, eta atmosferako nahiz ozeanoetako CO₂ igoeraren eraginez gutxiago kaltzifikatzen hasi dira (Fine & Tchernov, 2007; Cooper et al., 2008; Doney et al., 2009). Hala ere, itsas organismo gehienek eskeletoak kaltzitazkoak dira, polimorfo egonkorra, eta ur azalean oraindik ez die disoluzioak eragin. Alabaina, kaltzitaren egonkortasuna askoz ere txikiagoa da tenperatura baxuan eta presio altuan, ozeano hondoan gertatzen den bezala. Azaleko uretan CO₂ disolbatu ondoren hondoratzen diren urek, hondoko CO₂ kontzentrazioa igotzen dute, eta bertan presioa askoz ere altuagoa eta tenperatura baxuagoa denez, sakonera jakin batetik aurrera kaltzita disolbatu egiten da. Hasieran disoluzioa arina da, baina *lisoklina*-tik behera, nabarmen handitzen da (Berger, 1967; Milliman, 1999). Kaltzitaren konpentsazio sakoneratik behera (CCD, calcite compensation depth) kaltzitaren % 100 disolbatzen da (Archer, 1996). Eozenoko berreraikitze paleozeanografikoetan, lisoklina eta CCDaren sakonerarik txikiena Atlantikoan zegoen, 1500 eta 3500 m-tan hurrenez hurren (Zachos et al., 2005; Kelly et al., 2010). Ozeano Bare zentraleko lisoklina eta CCD sakonerak 2300 eta 3300 m ziren hurrenez hurren (Hancock & Dickens, 2005; Leon-Rodriguez & Dickens, 2010). Hegoaldeko ozeanoan CCD-ak 3500 m baino gehiagoko sakonera zuen (Kelly et al., 2010) eta Tethys iparraldean lisoklina 2000 m inguruan kokatzen zen (Giusberti et al., 2009).

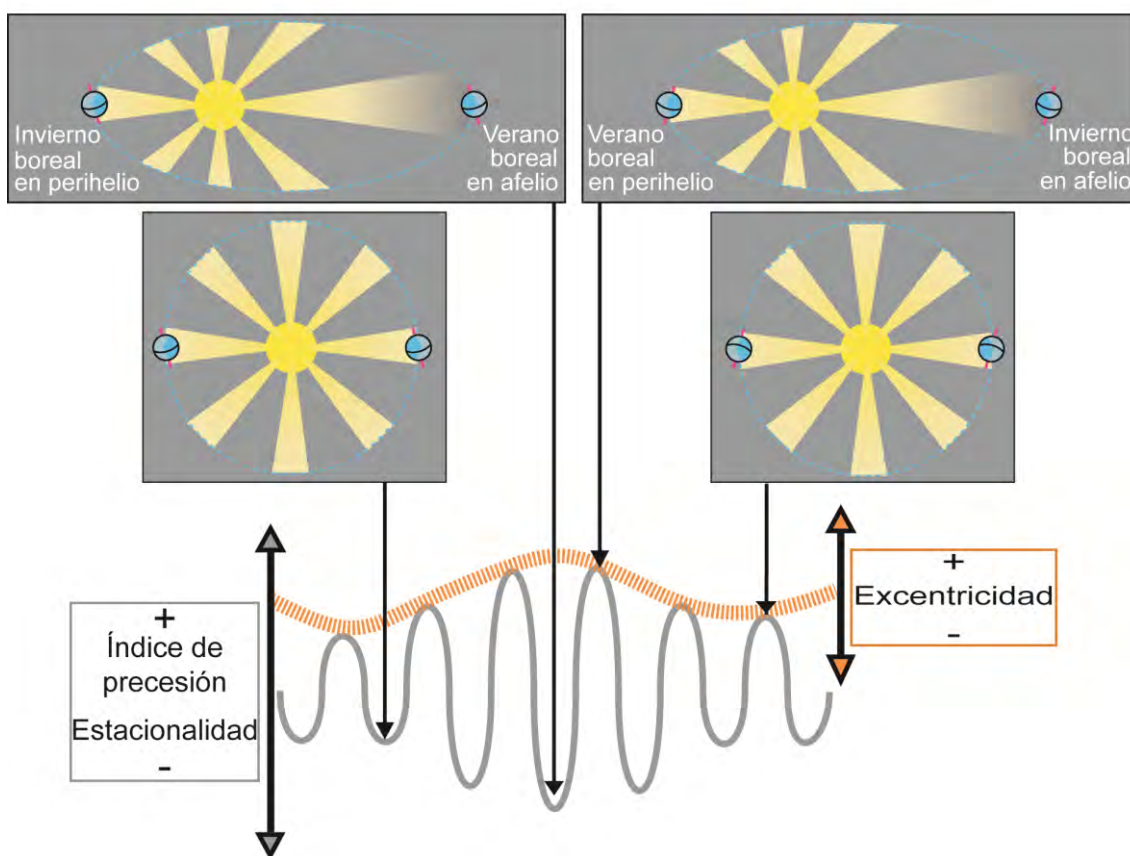
Eozenoan gorabehera orbitalek sortutako ziklo klimatikoak

Zachos et al.-ek (2001) ozeano hondoko hainbat lekukoren erresoluzio altuko analisi isotopikoak egin zituzten. Lekukoak ozeano ezberdinetako toki ezberdinetan hartu ziren, ozeano hondoaren zulaketa eta analisi programa ezberdinetan, esaterako DSDP (Deep Sea Drilling Project, itsas sakonaren zulaketa proiektua), IODP (Integrated Ocean Drilling Program, ozeanoaren zulaketako programa integratua) eta ODP (Ocean Drilling Program). Emaitzak bateratu eta ordura arteko erresoluzio altueneko $\delta^{18}\text{O}$ eta $\delta^{13}\text{C}$ -ren kurba isotopiko integratuak lortu ziren (1.5 irudia). Horrekin ondorioztatu zuten Zenozoikoan zehar berotze eta hozte zikloak gertatu zirela Lurrean (Ditchfield & Marshall, 1989; Maslin & Swann, 2006; Hoefs, 2015).



1.5 irudia. $\delta^{18}\text{O}$ eta $\delta^{13}\text{C}$ -ren kurba isotopikoak, eta hegoaldeko Atlantiko tropikaleko paleotenperaturaren estimazioa (ODP Site 1262; Zachos et al., 2001). Izotz kaskoen formazioaren gutxi gorabeherako adina gehitu da.

Isotopo egonkorren balioen oszilazioak, neurri handi batean ziklo astronomikoekin erlazionatutako aldaketa klimatiko periodikoen ondorioz gertatzen dira, Milankovitch-en zikloak deituak (Milankovitch, 1930). Lehenik, **eszentrikotasuna** Lurraren orbitaren formaren aldaketa da, eliptikoago izatetik zirkularrago izatera pasaz, eta berriz ere eliptikoagora (Hays et al., 1976; Arthur et al., 1984; 1.6 irudia). Eszentrikotasun ziklo luzeak (400 ku) eta laburrak (100 ku) bereizten dira. Lurra bere orbitan zehar Eguzkitik urrunen dagoen posizioa *afelio*-a da eta hurbilena *perihelio*-a (Schwarzacher, 1993; Weedon, 2003).



1.6 irudia. Lurraren orbita eliptikoaren (goian) eta zirkularraren (behean) arteko ezberdintasuna, perihelioan eta afelioan Lurraren ardatza elipsearen erdira edo kanpora begira egotearekin konbinatuta. Azpian, urtaroen arteko diferentziaren anplitudea, prezesio eta eszentrikotasunaren arabera (Payros & Martínez-Braceras, 2014, eta Martínez-Braceras et al., 2017-etik modifikatua).

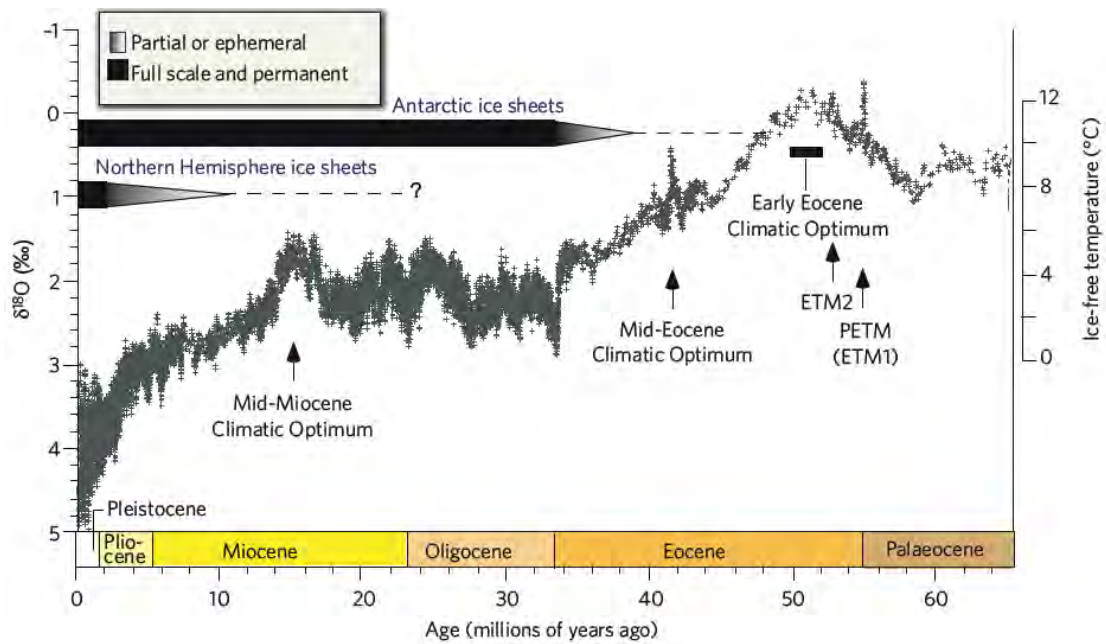
Zeihartasuna Lurra bere inguruan biratzen duen ardatzaren inklinazioaren aldaketa da, 41 ku-ko zikloetan periodikoki aldatzen dena (Arthur et al., 1984). Azkenik, 21 ku-ko **prezesio** zikloek Lurraren ardatzaren orientazio aldaketak eragiten dituzte beste

ardatz baten inguruan, urtaroen arteko kontraste handiago ala txikiagoak eraginez (1.6 irudia).

Eozenoko klima, urtaroen arteko kontrasteen arabera, erregulariki aldakorra zen. Kontraste gutxiago aldietan, ziklo hidrologikoaren intentsitatea txikitzen zen, ibaiek material kontinental gutxiago garraiatzen zuten eta ur ozeanikoak lasaiagoak eta kristalinoagoak ziren (Barron et al., 1989; Weissert, 1989; Bellanca et al., 1996; Hopkins et al., 2015). Aldiz, urtaroen arteko kontraste handien garaian, udako intsolazioa handiagoa zen, ziklo hidrologikoa indartzen zen, ekarpen kontinentala handiagoa zen eta uraren elikagai edukia handitzen zen (Egger et al., 2005; Pagani et al., 2006; Abels et al., 2016).

1.2.2. GERTAKARI HIPERTERMALAK

Gertakari hipertermalak dira doktore tesi honen ikerketa helburuak. Gertakari hipertermal bat, definizioz, denbora-tarte labur bat da denbora geologikoaren eskalan (10-200 ku), non Lurraren azaleko batezbesteko tenperatura bortizki igotzen den, eta errekupeazio progresibo baten ostean, parametroak gertakariaren aurreko balioetara itzultzen diren (Thomas & Zachos, 2000; Cramer et al., 2003; Nicolo et al., 2007; Quillévére et al., 2008). Erregistro geologikoan, gertakari hipertermalek ezohiko $\delta^{18}\text{O}$ eskurtsio negatiboak erakusten dituzte (balio erlatiboki baxuko tarteak), normalean $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsio negatiboekin batera (Zachos et al., 2001; Cramer et al., 2003; Röhl et al., 2005). Lehena, tenperatura altuagoaren erakusle da; bigarrenak, berriz, sisteman ^{12}C isotopoaren igoera erakusten du. ^{12}C ugaria da jatorri organikodun konposatuetan, esaterako permafrostarekin edo sedimentu itsastar sakonekin nahastutako metanoan. $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsio negatibo batek ^{12}C kantitate handien askapena erakusten du, eta honek pentsarazten du gertakari hipertermalen jatorria sedimentuetan lurperatutako gasen desestabilizazio eta askapena izan daitekeela, atmosferara eta ozeanoetara pasa zena berotegi efektua indartuz (Dickens et al., 1997). Paleozenotik Eozeno ertainera (duela 65 Mu ingurutik duela 40 Mu-ra) hainbat gertakari hipertermal jazo ziren (1.7 irudia).



1.7 irudia. $\delta^{18}O$ -ren ezohiko eskurtsio negatiboak, gertakari hipertermalekin erlazionatuak (Zachos et al., 2008).

Gertakari hipertermalak anitzak izan ziren intentsitateari, kausari eta ondorioei dagokionez (Thomas & Zachos, 2000; Zachos et al., 2008). Paleogenoan tenperaturaren bat-bateko igoera bortitzari lotutako asaldura klimatiko handiena Paleozeno-Eozenoko Maximo Termikoa izan zen (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, PETM), duela 56.0 Mu datatua eta Paleozeno/Eozeno muga markatzen duena (Zachos et al., 1993). PETM-aren interes zientifiko handiak lan ugariaren argitalpena ekarri du. Hargatik, PETM-a Paleogenoko gertakari hipertermalen erreferentziatzko modelotzat hartzen da. Jarraian, bere ezaugarriak esanguratsuenen errebaso laburra egingo da.

PALEOZENO-EOZENOKO MAXIMO TERMIKOA (PETM)

PETM-aren ezaugarria da atmosferaren behekaldeko tenperaturaren batezbesteko igoera 8°C-tik gorakoa izan zela (Norris & Röhl, 1999; Röhl et al., 2000; Zachos et al., 2003, 2005; Sluijs et al., 2006). Ur ozeanikoek ere batezbeste 4-5°C-ko igoera jasan zuten (Bice & Marotzke, 2000; Thomas et al., 2002; Zeebe et al., 2009; Dunkley Jones et al., 2013; Littler et al., 2014). Ozeano hondoko batezbesteko tenperatura 1-2°C igo zen, Hegoaldeko ozeanoaren 4-5°C-ko igoera nabarmentzen delarik (Kennett & Stott, 1991; Tripathi & Elderfield, 2005; Littler et al., 2014). Errekuperazio prozesu baten ondoren, tenperaturak PETM-aren aurreko balioetara itzuli ziren 200 ku inguruan (Zachos et al., 2004).

PETM-an gertatutako muturreko egoera atmosferara isuritako 4500 Pg karbonoren ondorioa izan zen, CH₄, CO₂ eta karbonoaren beste zenbait deribatu gasak batuta (Dickens et al., 1995, 1997; Forster et al., 2007; Ridgwell, 2007; Panchuk et al., 2008; Zeebe et al., 2009, 2016). Metanotik eratorritako karbonoa, jatorri organikokoa izanik, ¹²C isotopo arinean aberatsa da (Kroopnick, 1985; Kump & Arthur, 1999; Dickens et al., 2003), eta hargatik PETM-ari dagozkion sedimentuek δ¹³C balio erlatiboki baxuak dituzte. Batezbeste δ¹³C-ren balioa ‰ 2.5 inguru jaitsi zen, baina badaude jaitsierak ‰ 6 gainditu zuten kasuak (Dickens, 1997; Schmitz et al., 1997; Bowen et al., 2004; Zachos et al., 2003, 2005). Honenbestez, berotegi efektuko gasen kontzentrazio atmosferikoa 3000 ppm-raino iritsi ahal izan zen (Lowenstein & Demico, 2006; Panchuk et al., 2008; Lunt et al., 2010).

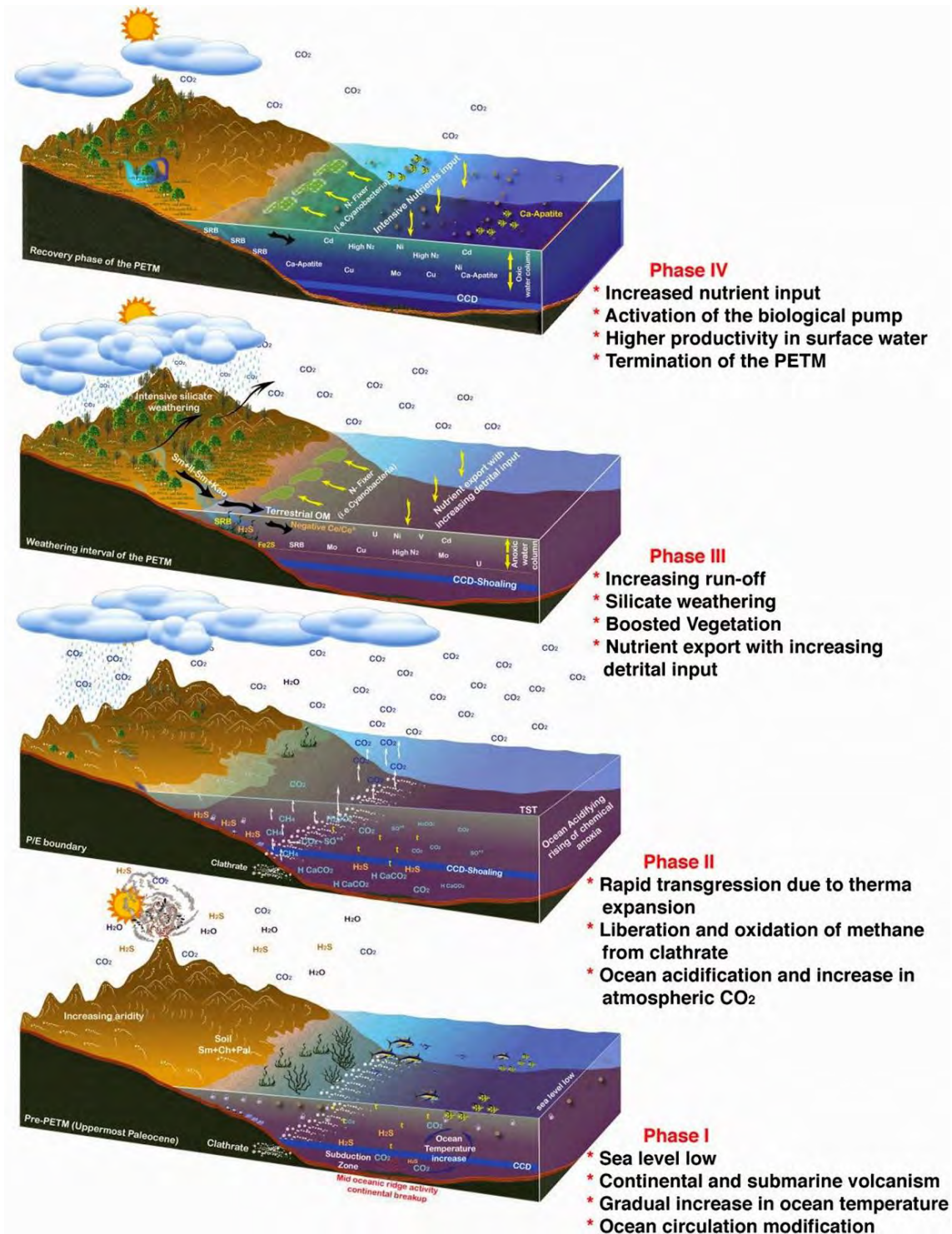
Teoria ugari daude berotegi gasen igorpenaren inguruan. Hedatuena metano hidrato (CH₄·nH₂O) kantitate handi baten askapena da, PETM-aren aurretik sakonera ertaineko (200-2000 m) sedimentu itsastarretan izoztuta zegoena (Shackleton, 1986; Denman et al., 2007; Dickens, 2011). PETM hasieran azaleko uren 4-5°C-ko igoeraren ondorioz, tarteka urak 2 eta 6°C artean berotu ziren (Thomas et al., 1999; Tripathi & Elderfield, 2005; Sluijs et al., 2006; Kirtland-Turner et al., 2014), metano hidratoak desizozteko nahikoa (Katz et al., 1999; Frieling et al., 2016). Ez dago argi zerk eragin zuen ur ozeanikoen hasierako tenperatura igoera, baina ziur baztertzen da eszentrikotasun eta prezesio maximoen baturaren ondoriozko ezohiko intsolazioa (Zachos et al., 2010). Proposatu da Ipar Atlantikoan Paleozeno amaierako bolkanismoan emititutako gasek eragin zutela planetaren beroketaren hastapena, edota magma materia organikoan aberatsa zen sedimentuetan barneratu zela, atmosferara hidrokarburo gasak askatuz (Svensen et al., 2004; Jolley & Widdowson, 2005; Storey et al., 2007). Beste autore batzuk gasen askapena permafrostaren berotzearekin eta tartekatutako metanoaren ezegonkortzearekin lotzen dute (Kurtz et al., 2003, Higgins & Schrag, 2006; De Conto et al., 2012; Krishnan et al., 2014). Litekeena da, ordea, 4500 Pg karbono horien askapena hainbat agenteren baturaren ondorio izatea.

PETM-aren ondorioak garrantzitsuak izan ziren ingurumenean. Hasteko, itsas maila 20-30 m igo zela uste da izotz kontinentalaren urtzeak edo/eta ozeanoen espantsioak eraginda, ertz kontinentaleko lurralde zabalak urperatu zirelarik (Sluijs et al., 2008a; Pujalte et al., 2014). Gainera, lurrunketa prezipitazioa baino handiagoa zen eremuetan, klima lehorragotu egin zen (Winguth et al., 2010; Krishnan et al., 2014; Carmichael et

al., 2016; Carlson & Caballero, 2017). Aitzitik, ugariagoa zen lurruna eremu hezeetara garraiatzen zen, eta hauetan prezipitazioak asko ugaritu ziren. Horrela, ziklo hidrologikoa azkartu egin zen eta klima muturrekoago bilakatu zen, urtaro lehor luzeagoekin eta aldian behineko prezipitazio bortitzekin. Hauen ondorioz, lurraldeak birrintzen ziren eta material kontinental gehiago garraiatzen ziren ozeanoetara (Barron et al., 1989; Rea et al., 1990; Hovan & Rea, 1992; Schmitz & Pujalte, 2003; Held & Soden, 2006; Pujalte et al., 2016).

Ziklo hidrologiko azkartzearen ondorioz elikagai gehiago iritsi ziren ozeanoetara eta ibai-korronteen indartzeak azaleko uren gazitasuna gutxitu zuen (Agnini et al., 2007; Mutterlose et al., 2007; Sluijs et al., 2008a). Egoera hau organismo itsastar oportunistak ugaritzeko egokia izan zen, euren artean hainbat nanofosil karetsu espezie (ikus II. Kapitulua), ingurunean aldaketa bortitzak daudenean eta elikagaiak ugaritzen direnean eklosionatzen baitute (Henderiks & Pagani 2008; Self-Trail et al., 2012; Schneider et al., 2011). Ekoizpena handitzean, oxigeno kantitate handia kontsumitu zen, eta eremu sakon askotan anoxia eman zen, espezie bentoniko batzuen desagerpena eta oxidatu gabeko materia organikoaren metaketa eraginez (Kennett & Stott, 1991; Tremolada & Bralower, 2004; Giusberti et al., 2007; Alegret et al., 2010; Toffanin et al., 2011).

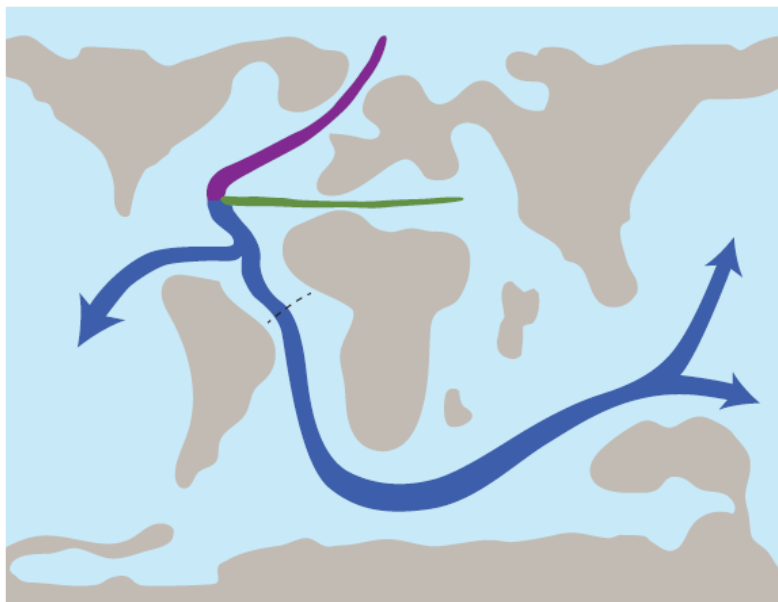
Bestalde, PETM-an korronte ozeaniko sakonen aldaketa bat gertatu zen. Batetik, tenperaturaren igoeragatik latitude baxu eta altuko tenperatura atmosferikoen arteko diferentzia gutxitu zen, eta horregatik haizeen intentsitatea txikitu eta *upwelling*-ak ahuldu ziren (Barron, 1987; Hovan & Rea, 1992; Winguth et al., 2010; Carlson & Caballero, 2017). Bestetik, sakoneko uren berotzeagatik tenperatura ozeanikoaren gradiente bertikala txikitu eta *downwelling*-a ahuldu zen (Kennett & Stott, 1991; Bains et al., 1999; Bice & Marotzke, 2001; Bohaty & Zachos, 2003; Schaller, 2015), eta autore batzuen ustez guztiz gelditu ere egin zen (Bice & Marotzke, 2000; Thomas et al., 2008; Cramer et al., 2009). Honek guztiak ozeanoen estratifikazioa ekarri zuen (1.8 irudia). Sakonetik azalerako elikagai garraioa moteldu egin zen, eta horrela, ozeano irekiko azaleko urak beroago, kristalinoago eta oligotrofikoago (elikagai gutxirekin) bilakatu ziren (Winguth et al., 2012). Nanofosil karetsuen kasuan, espezie bero eta oligotrofikoentzat onuragarria izan zen (Bralower, 2002; Gibbs et al., 2006).



1.8 irudia. Behean, tenperatura eta pCO₂-ren igoerak PETM-an eragin zuen egoera. Tarteko bi irudietan, estratifikazioa, azaleko uren gazitasunaren handitzea, CCD eta lisoklinaren igoera eta honek eragindako disoluzioa. Goian, klimaren errekupeazioa (Khozyem et al., 2015).

Uren estratifikazioaren eraginez, lurrunketa nagusi zen eta beste urekin nahasketa gutxi zegoen eremu tropikaletan gazitasuna nabarmen handitu zen (O'Connell et al.,

1996; Zeebe & Zachos, 2007; Panchuk et al., 2008). Difusioz, latitude baxuetako tarteko uren tenperatura eta gazitasuna igo ziren, Tethys eta Atlantiar ozeanoetan dentsitate altuagoko ur masa bat sortuz. Atlantikoaren NW-an, bi ozeanoetako urak elkartzen ziren gunean, ur dentsoaren *downwelling* bat garatu ahalko zen, ur sakonetara hondoratuko zena, *Warm Saline Deep Water* bezala ezaguna (WSDW; ur sakon bero eta gazia; Mountain & Miller, 1992; Roberts et al., 2009; Cope & Winguth, 2011). Garai hartan, azaleko urek, atmosferako CO₂-arekin kontaktuan, azidifikazio nabarmena jasan zuten (Shellito et al., 2003; Caldeira & Wickett, 2005; Zachos et al., 2008; Kump et al., 2009; Pälike et al., 2012). Ondorioz, WSDW-a gazitasun eta tenperatura altuko, pCO₂ altuko eta pH baxuko ur masa bat izango zen. Uste da WSDW Atlantikoaren hegoaldera hedatuko zela lehendabizi eta handik beste ozeanoetara (Nunes & Norris, 2006; Alexander et al., 2015; Schaller, 2015; 1.9 irudia).



1.9 irudia. Ozeano hondoan WSDW-aren balizko sorrera eta hedapena PETM-an (Schaller, 2015).

Ur ozeanikoak erlatiboki korrosiboak bilakatu ziren. pH-a 0.1-0.8 puntu jaitsi zela uste da (Zachos et al., 2008; Ridgwell & Schmidt, 2010; Uchikawa & Zeebe, 2010; Zeebe, 2012). Azaleko uretan, jaitsiera honek eskeleto aragonitikoa zuten organismoen suntsipena eragingo zuen, nahiz eskeleto kaltzitikoa zutenengan ez zuen eragin handirik izango (Ridgwell, 2007). Aitzitik, sakonera handietan, presio altu eta tenperatura baxuagoan, CaCO₃-ren disoluzioak maila altuagoa erdietsi zuen (Denman et al., 2007; Ridgwell & Schmidt, 2010; Hönisch et al., 2012). Hargatik, CCD eta lisoklina igo egin

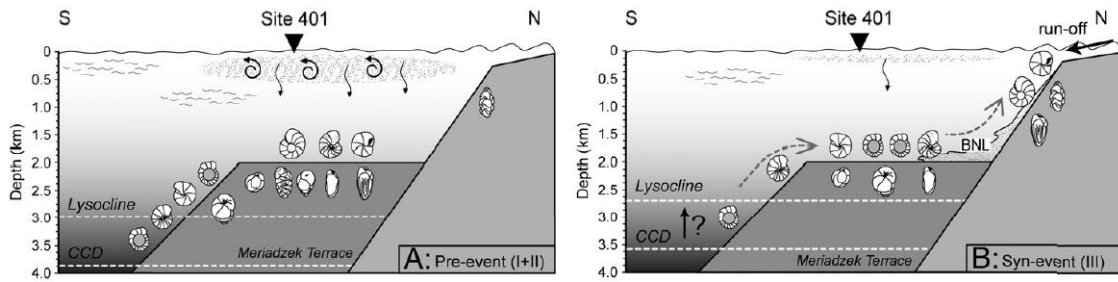
ziren. Disoluzioak egoera normalean karbonatoa prezipitatzeko eremuei eragin ahalko ziren, eta gainera jadanik azpiratuak zeuden sedimentu zaharretara ere iritsi zitekeen, *burndown* moduan ezagutzen den prozesua (Thomas & Shackleton, 1996; Kelly et al., 2010, 2012; Pälike et al., 2012; Bralower et al., 2014). Sedimentu hauek CaCO_3 -rik ez dute PETM-ari dagokion tartean. *Burndown*-ak eragin zuen sekzioen sakonerari erreparaturik, CCD eta lisoklina zenbat igo zirenen hurbilketa egin ahal izan da. Igoerarik handiena Atlantiko hegoaldean gertatu zen (ODP Site 1262, Walvis Ridge; Zachos et al., 2005; Kelly et al., 2010), non CCD 3600 m-tik 1500 m-ko sakonerara iritsi zen, eta lisoklina 1500 m-tik 1000 m-ko sakonerara (Ridgwell, 2007; Zeebe & Zachos, 2007; Panchuk et al., 2008; Kelly et al., 2010). Hegoaldeko ozeanoan CCD-a 3500 m-tik 2000 m-ra igo zen eta lisoklina 2000 m-tik 1500 m-ra (ODP Site 690; Weddell Sea; Kelly et al., 2010). Ozeano Barean, CCD-a 3000-3500 m-tik 2500-2000 m-ra igo zen, eta lisoklina 2300 m-tik 1800 m-ra (ODP Site 1208/1209 – Central High; Hancock & Dickens, 2005; Colosimo et al., 2006). Azkenik, Tethys ozeanoan lisoklina 2000-1500 m-tik 1500-1000 m-ra igo zen (Contessa Road; Giusberti et al., 2009; Jordaniako plataforma; Giraldo-Gómez et al., 2016).

PETM-an gertatutako asaldura paleoklimatiko, paleozeanografiko eta paleoekologiko guztiak 200 ku-tan erreparaturik joan ziren (Jansen et al., 2002; Zachos et al., 2010). Prozesu honen eragilea berotegi gasen murrizketa izan zen, tenperaturaren jaitsiera eragin zuena, eta ondorioz, korrante ozeanikoen birraktibazioa eta pH-aren igoera. Berotegi gasen erregulazioa prozesu naturala izan zen. Gertakari hipertermalean zehar ugaritutako prezipitazioek arroken meteorizazioa indartu zuen eta ondorioz, ioi alkalino gehiago iritsi ziren ozeanoetara (Ravizza et al., 2001; Kelly et al., 2005; Sluijs et al., 2008b; Dedert et al., 2012), esaterako sodioa (Na), potasioa (K) eta kaltzioa (Ca). Alkalinitatearen igoerak CO_2 -aren disoziazioaren aurkako erreakzioa eragiten du, eta beraz uraren pH-a igotzen da, CCD-a eta lisoklina jaisten dira, eta CaCO_3 prezipitazioa handitzen da. Gainera, kontinenteko material silikato eta karbonatoen disoluzioari esker, HCO_3^- garraiatzen da ozeanoetara, CaCO_3 -ren prezipitazioa indartuz (Ridgwell & Zeebe, 2005). PETM-aren kasuan, karbonatoa prezipitatzeko, atmosferako CO_2 arrotako sedimentuetan harrapatuta geratu zen, eta atmosferako berotegi gasen kontzentrazioa jaitsi zen (Archer & Meier-Reimer, 1994; Bains et al., 1999, 2000; Ridgwell & Zeebe, 2005). Kate-erreakzioa indartsua izan zen, eta errebote efektua eragin zuen ingurugiroan, PETM-aren aurreko balioak berreskuratuz, eta baita gaintuz

ere. Adibidez, ozeano sakonetan, CCD-a gertakari hipertermalaren aurretik zegoena baino sakonera handiagoan kokatu zen, urak karbonatoan izandako gainsaturazioa zela eta (Stap et al., 2009; Leon-Rodriguez & Dickens, 2010; D'Haenens et al., 2012; Marcé et al., 2015). Itsaso epikontinentaletan, prezipitazioen intentsitatea murriztu zen, kasu askotan oligotrofiara ere iritsiz (Ridgwell & Zeebe, 2005; Stap et al., 2009).

MAILA BAXUAGOKO GERTAKARI HIPERTERMALAK

PETM-a salbuespen bat da Paleogenoko gertakari hipertermalei dagokienean. Gertakari gehienek hasierako pultsua 10-20 ku-koa izan zen, baina errekupeazioa ez zen 50 ku baino gehiagokoa izan (Lourens et al., 2005; Stap et al., 2009). Eocene Thermal Maximum 2 (ETM2) eta ETM3 dira maila baxuagoko gertakari hipertermalen adibide ikertuenak, 54.1 Mu eta 52.85 Mu datatuak hurrenez hurren (Cramer et al., 2003; Koch et al., 2003; Röhl et al., 2005; Nicolo et al., 2007; Agnini et al., 2009; Galeotti et al., 2010). Biak bat datoz 400 ku eta 100 ku-ko eszentrikotasunarekin (Kritland-Turner et al., 2014; Galeotti et al., 2017). $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsioen balioak ‰ -0.4 eta ‰ -1.5 artean daude (Agnini et al., 2009; D'Haenens et al., 2012, 2014; Schoon et al., 2013; Lei et al., 2016). $\delta^{18}\text{O}$ -ren kurba erabiliz, tenperatura atmosferikoa 3 eta 5°C artean igo zela kalkulatu da (Lourens et al., 2005; Westerhold et al., 2017), azaleko ur ozeanikoen tenperatura 3.5°C, batezbeste (Sluijs et al., 2007b; Stap et al., 2009), tarteko urena 1.7°C (Jennions et al., 2015) eta sakoneko urena 0.2-2.5°C (D'Haenens et al., 2012, 2014; Jennions et al., 2015). PETM-an bezala, ETM2 eta ETM3-an ere CCD eta lisoklina igo zirela kontsideratzen da, esaterako, Atlantiko subtropikalean 500-900 m eta 500 m-ko igoera jasan zutelarik, hurrenez hurren (ODP Site 1262, D'Haenens et al., 2014). Hori horrela, estimazioek diote 400-1600 Gt karbono organiko igorri zirela atmosferara, PETM-ko ia herena (Stap et al., 2009). Ondorioz, ozeano irekian ur masen estratifikazioa handituko zen (D'Haenens et al., 2014), eta beraz, Hegoaldeko ozeanoko *downwelling*-a ahulduko zen, baina ez dago argi WSDW garatuko zen ala ez (D'Haenens et al., 2014; Jennions et al., 2015). Dena den, ETM2 eta ETM3-aren ondorio argienak ertz kontinentaletan daude erregistratuta, non material terrigenoaren metaketa handiagoa, azaleko uren eutrofizazioa eta ekoizpen handiagoa nabari diren, ziklo hidrolotikoa indartu zela erakutsiz (Sluijs et al., 2009; D'Haenens et al., 2012; D'Onofrio et al., 2016; 1.10 irudia).



1.10 irudia. *D'Haenens et al.-ek (2012) ETM2-rako proposatutako egoera.*

Azkenik, ETM2 eta ETM3 baino gertakari ahulago ugari erregistratu dira. Gehienen iraupena 10 eta 50 ku artekoa izan zen (Laurentano et al., 2016; Galeotti et al., 2017), baina zenbaiten errekupeazioa 200 ku arte luzatu zen (Latest Danian Event, LDA; Sprong et al., 2011). Beren ezaugarriak $\delta^{13}\text{C}$ -ren ‰ -0.5 eta ‰ -2.5 arteko eskurtsioak, $\delta^{18}\text{O}$ -ren ‰ -0.4 eta ‰ -0.9 arteko eskurtsioak, Fe kontzentrazioaren igoerak eta CaCO_3 edukiaren jaitsierak dira, material kontinentalaren irispen handiagoa edo/eta pH-aren jaitsieraren ondoriozko karbonatoaren disoluzio partziala erakusten dutenak (Sexton et al., 2006, 2011; Kirtland Turner et al., 2014; De Conto et al., 2012; Laurentano et al., 2016; Galeotti et al., 2017).

1.3. HELBURUAK

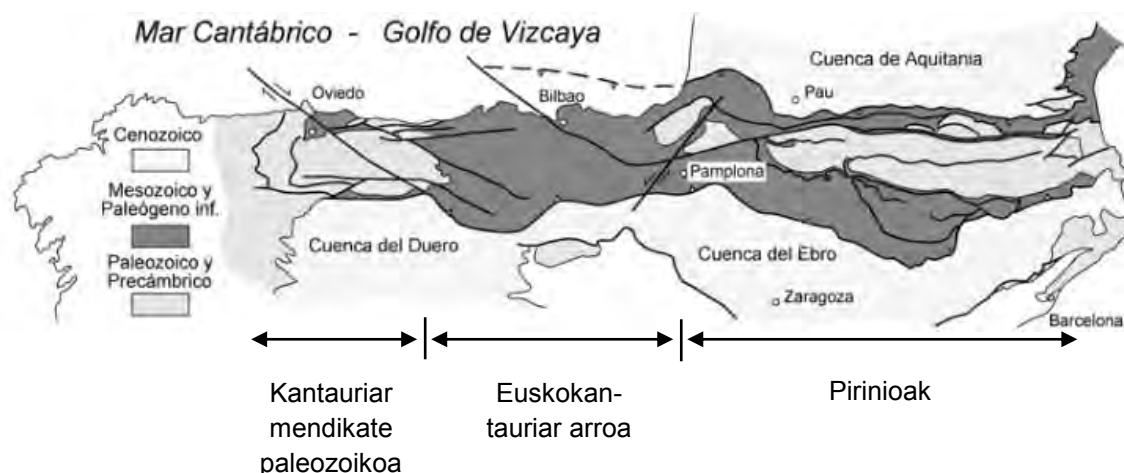
Maila baxuagoko gertakari hipertermal guztien artean, ikerketa honetarako hiru izan ziren aukeratuak (ETM2, C21r-H6 eta C19r), aurretiaz Euskokantauriar arroko segida sedimentarioetan izan zezaketen kokapen posiblea ezagutzen zelako. Arro honetan, ongien azaleratzen diren eta xehetasun handiko ikerketak egitea ahalbidetzen duten azaleramenduak kostaldeko labarretakoak dira. Horrela, ETM2-aren ikerketa Barinatxe hondartzako (Sopela, Bizkaia) labarrean egitea erabaki zen, C21r-H6 gertakariarena Gorrondatxe hondartzako (Getxo, Bizkaia) labarrean, eta C19r gertakariarena Oyambre hondartzako (San Vicente de la Barquera, Kantabria) labarrean. Azaleramendu bakoitzaren informazio xehea sekzio bakoitzari dagokion kapituluaren emango da.

Jarraian, doktoretza honetan zehar eginiko ikerketan planteatu diren helburu nagusiak adieraziko dira:

- ❖ 1. Helburua: Eozenoko hiru gertakari hipertermalen aurreko, bitarteko eta ondorengo nanofosil karetsuen asoziazioak aztertzea, gertakari horien berreraikitze paleoekologikoak egin ahal izateko.
- ❖ 2. Helburua: Eozenoko hiru gertakari hipertermalen aurretik, bitartean eta ondoren, nanofosil karetsu espezie ezberdinen karbonato edukia neurtzea, irudien analisi bidezko teknika berri bat erabiliz (Fuertes et al., 2014), gertakari horietan zehar kokolito eta nanolito hauen kaltzifikazio edo/eta disoluzio maila neurtu ahal izateko.
- ❖ 3. Helburua: Hiru gertakari hipertermaletan azaleko ozeanoaren dinamikaren egoera ezberdinak berreraikitzea, patroia orokorrak identifikatzea eta desberdintasunak azaltzea, areagotutako berotze globalak etorkizunean eragin ditzakeen egoerak aurreikusteko.

1.4. IKERKETA EREMUAREN MARKO GEOLOGIKOA

Lan honetarako aztertu diren sekzioak Euskokantauriar arroan (EKA) kokatzen dira. Arroa Piriniar mendikatea deritzon sistema orogenikoaren erdialdean kokatzen da. Mendikate honek Frantziaren SE-n (Proventza) hasi eta Iberiar penintsularen iparralde ia osoa hartzen du, eta 1500 km luze eta 200 km zabal da (Barnolas & Pujalte, 2004; 1.11 irudia). Piriniar mendikatea ipar-hego norabideko talkaren ondorio da plaka Iberiar eta Europarraren artean, hainbat fasetan eman zena, nahiz eta pultsu garrantzitsuen Zenozoikoan gertatu (Choukroune & ECORS Team, 1989; Sibuet et al., 2004; Vissers & Meijer, 2012).



1.11 irudia. Piriniar mendikatearen egituraren eskema, eta bertan Euskokantauriar arroaren posizioa eta mugak adierazita (Alonso-Zarza et al., 2002).

EKA, berau osatzen duten materialen jatorriagatik desberdintzen da Piriniar mendikateko gainerako unitateengandik (Alonso-Zarza et al., 2002; Barnolas & Pujalte, 2004). Arroa Mesozoiko eta Tertiarioko materialen kilometro ugariko segidez osatua dago, gehienak bi plaken artean hedatzen zen itsasoan metatuak (Plaziat, 1981; ECORS Pyrenees Team, 1988). Gaur egun EKA iparraldetik Kantauri itsasoak mugatzen du, hegoaldean Ebro eta Dueroko arro zenozoikoek, ekialdean Jaca-Iruñeako eta Ebroko arroek (Pirinioen lurraldeurreko arroak) Iruñeako failaren bidez, eta mendebaldean Paleozoikoko Kantauriar mendikateak (Barnolas & Pujalte, 2004; 1.11 irudia).

EKA bi fase tektosedimentario nagusietan eratu zen. Lehen fase estentsiboa Permiar eta Triasiko artean hasi zen eta Kretazeo berantiarrean amaitu, konkretuki Cenomaniar/Turoniarrean (Pinet et al., 1987; Masse et al., 1996; Alonso-Zarza et al., 2002). Iberiar eta Europar plakak lurrazala mehetu zuten hainbat pultsutan banandu ziren, Bizkaiko golkoan lurrazal ozeanikoa sortzera ere iritsi zelarik (Pinet et al., 1987; Jammes et al., 2009). Estentsioz sorturiko blokeek subsidentzia ezberdinak jasan zituzten hasieran, eta hainbat azpiarro sedimentario garatu ziren, lurrazala mehetu eta itsasoak lurraldea estali ahala elkartzuz joan zirenak. Ekialde-mendebalde norabideko arro bat egituratu zen, iparraldetik plaka Europarrak elikatua eta hegoaldetik Iberiarrak. Altune eta sakonune estrukturaletan ingurune sedimentario ezberdinak garatu ziren, eta hauetan lodiera ezberdineko serieak metatu ziren, elkarrekin kontaktu lateralean (Pujalte et al., 2002; Barnolas & Pujalte, 2004).

EKA-ren deformazioa eta urazaleratzea eragin zuen fase konpresiboa Santoniar berantiar aldera hasi zen, eta hainbat pultsutan eman zen, Miozenoko Alpetar Orogeniaren amaieran behin betirako gelditu zen arte (Vergés et al., 1995; Teixell, 2000). Arroaren itxiera ekialdetik mendebaldera hedatu zen progresiboki, horrela sedimentazio itsastarra mendebaldera mugatuz joan zen ekialdeko lurraldeak altxatzearekin batera (Pinet, 1987; Boillot & Malod, 1988; Pujalte et al., 2002; Payros et al., 2016). Altxatze tektoniko nagusia, aurreko etapetan metatutako materialen deformazioa eragin zuena, Eozeno berantiarren eta Oligozenoaren artean eman zen. Prozesu hauen guztien ondorioz gaur egun EKA seri sedimentario ugariz osatua dago, Triasikotik Oligozeno bitarteko tarte ezberdinak hartzen dituztenak. Seri horietako askotan Eozenoko segida zabalak ageri dira.

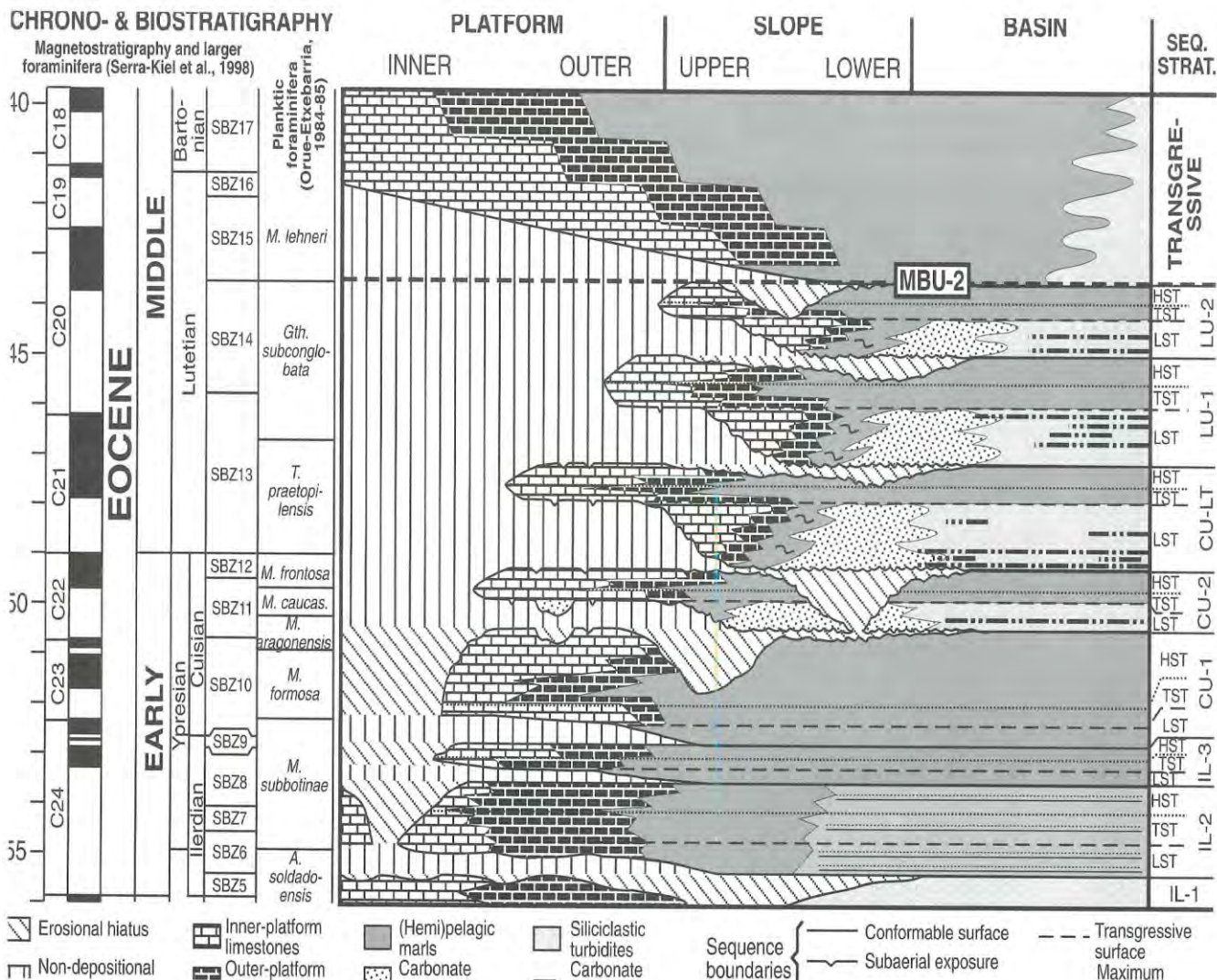
1.3.1. KOKAPEN PALEOGEOGRAFIKOA

Eozenoan zehar Europa hegoaldea uharte-konplexuez osatua zegoen, mikroplaka ugari ziren Afrika eta Europa artean hedatzen zen Tethys ozeanoak inguratuak (Ricou, 1996; Plant et al., 2003). Iberiar plakaren ipar-ekialdeko ertzak Kretazeo berantiarrean egin zuen talka plaka Europarrarekin, eta beraz, Eozenoan EKA Atlantiar ozeanoaren domeinuan kokatzen zen (Plaziat, 1981; Alonso-Zarza et al., 2002), Iberia eta Europa arteko golko estu batean, bere ipar-mendebaldetik lotuta ozeano irekiarekin (1.12 irudia).



1.12 irudia. *Euskokantauriar arroaren Eozenoko kokapen paleogeografikoa Atlantiar ozeanoaren domeinuan (50 Mu; de www.deeptimemaps.com).*

Egoera paleogeografikoa gaur egungoaren desberdina zen Iberiar plaka gaur egun baino nabarmen hegoalderago zegoelako. Eozenoan EKA 35°N inguruko latitudean kokatzen zela kalkulatzen da (Smith et al., 1996). Honek zuzenean erregimen klimatiko ezberdina suposatzen du, eremu subtropikalean kokatzen baitzen lurraldea, eta gainera Eozenoko klima egungoa baino beroagoa baitzen. Egoera honek karbonatozko plataformak sortzea erraztu zuen (Plaziat, 1975; Pujalte et al., 1989). Tektonika aktiboak eta Eozenoan gertaturiko aldaketa klimatiko jarraiek itsas mailaren gorabeherak eragin zituzten kontinentearekiko. Horrela, arroan zehar hainbat metaketa sekuentzia erregistratu dira, testuinguru erregresibo orokor bat erakusten dutenak, arroaren estutze eta altxatzearen ondorioz (Boillot & Malod, 1988; Barnolas & Pujalte, 2004; 1.13 irudia).



1.13 irudia. Euskokantauriar arropa osatzen duten Eozeno garaiko fazie ezberdinen alboko ukipena eta korrelazioa (Pujalte et al., 2000).

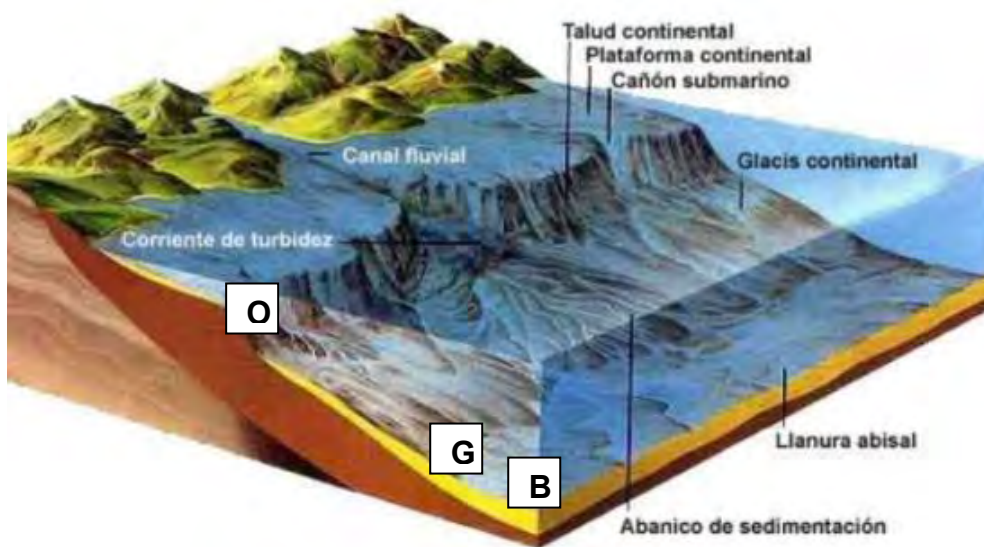
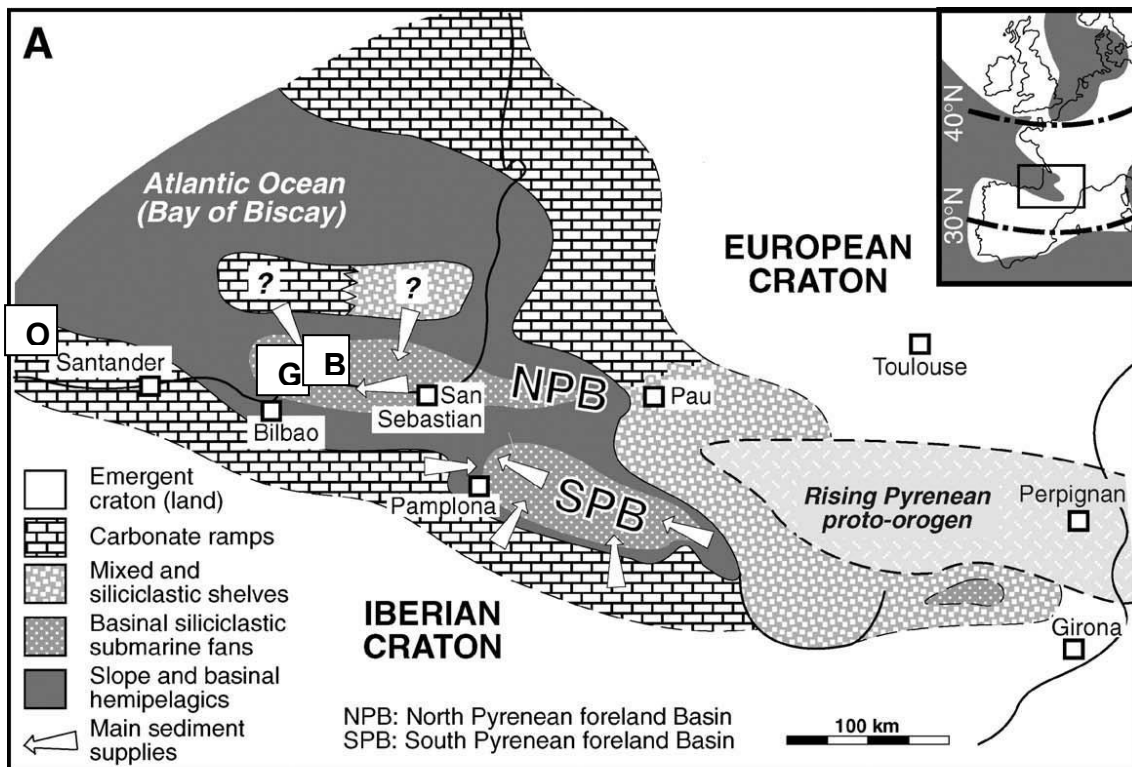
1.3.2. EOZENO GOIZTIAR-ERTAINENKO INGURUNE SEDIMENTARIOAK

Eozeno goiztiarreko egoera tektonikoa nahiko egonkorra zen EKA-n. Aurreko fase konpresiboek Pirinioetako eremuari eragin zioten, baina EKA-ko ingurune sedimentarioek ez zuten deformazio tektonikorik ez desplazamendu esanguratsurik jasan Eozeno goiztiarrean zehar (Pinet, 1987; Pujalte et al., 2000). Aldiz, Eozeno ertainak konpresioaren indartzea ezagutu zuen, ekialdetik mendebalderantz estutzea eragin zuena (Plaziat, 1981; Pujalte et al., 2002; Payros et al., 2016). Horren ondorioz,

ekialdeko eremuak azaleratu egin ziren eta depozenetroak mendebalderantz desplazatu. Fazioetan gero eta ezaugarri tektosedimentario gehiagoko materialak tartekatu ziren, pulstu tektonikoaren ondorioz arro barneko sedimentuak birmobilizatu baitziren (Pujalte et al., 2000; Payros et al., 2007). Eozeno ertainaren amaieran soilik ahuldu zen aktibitate tektonikoa, eta orduan eremuaz gaindiko transgresio bat jazo zen, “Biarriztar transgresioa” bezala ezagutzen dena (Plaziat, 1981; Pujalte et al., 2002).

Orokorrean, EKA bitan zatitzen zen, gunee itsastar sakona ipar-ekialdean eta sakonera txikiko ertz kontinental hegoaldean, karbonatozko plataforma biogenikoz osatua, eragin kontinental dezente edo asko jasan zezakeena (1.14 irudia). Bi eremuak ezpondak banantzen zituen, eta bertan noizbehinka lurjausiak eta uhertasun korronteak gertatzen ziren, sakonera txikiko materiala arro sakonera eramanez (Pujalte et al., 1993, 1994, 2002; Payros, 1997; Payros et al., 2016).

Xeheago, EKA-ren hegoaldeko sakonera txikiko eremuaren ezaugarriak malda txikia eta eguzki argiaren hondorainoko irispena ziren. Egoera bikaina zen karbonatoaren prezipitaziorako, eta karbonatozko arrapalak garatzen ziren (Pujalte et al., 1994, 2000, 2002; Payros, 1997; Payros et al., 1996, 2009a, 2010). Sakonera txikiko itsasoetan bizi ziren organismo ugariak ziren sedimentuaren ekoizle nagusiak, bereziki *Alveolina* y *Nummulites* familiako makroforaminiferoak (Hines, 1983; Pujalte et al., 1993, 1994, 2000; Payros, 1997; Payros et al., 2010; 1.15 irudia). Gaur egun, Eozenoko karbonatozko arrapalen aztarnak EKA-ren hegoaldean soilik aurkitzen dira, Urbasa eta Andiako mendizerretan bereziki (Pujalte et al., 1994, 2000, 2002; Payros, 1997; Payros et al., 1996, 2009a, 2010), baina baita mendebaldeko ertzean ere Hines, 1985; Serra-Kiel et al., 1998) ezpondako materialez inguraturik (Pujalte et al., 1994, 2000). EKA-ren gehiengoan sakonera txikiko fazieek Eozeno goiztiarrean eta ertainaren hasieran progradazio fase bat jasan zuten, eta segidan eretrogradazioa, Eozeno berantiarraren hasieran desagertu arte (Pujalte et al., 1994, 2000, 2002; Payros, 1997; Payros et al., 1996, 2009a, 2010). Soilik ipar-mendebaldeko ertzeko gain paleogeografikoetan iraun zuen sakonera txikiko karbonatozko sistema sedimentarioen garapenak (Hines, 1985).



1.14 irudia. Goian, Eozeno goiztiar-ertaineko Euskokantauriar arroaren egitura eta ingurune sedimentario ezberdinen banaketa geografikoa (Payros et al., 2006). Behean, ertz kontinental baten irudi generikoa, non G (Gorrondatxe), B (Barinatxe) eta O (Oyambre) hizkiekin adierazi diren aztertutako sekzioen ustezko posizioak.

Sakonera txikiko eta handiko eremu itsastarrak banantzen zituen ezpondaren ezaugarria tartekako lurjausi eta luiziak ziren. Pulsu tektoniko nahiz prozesu sedimentarioen ondorioz, plataformaren kanpoaldea desegonkortu eta ozeano hondorantz desplazatzen zen, birsedimentaziozko metakinak emanez, hala nola, debrita,

slumpak edo turbiditak. Hauen adibideak gaur egun Nafarroako iparraldean, Bizkaiko kostaldean eta Kantabriaren ipar-mendebaldeko ertzean aurki daitezke (Pujalte et al., 1993, 1994, 1997, 2000, 2002; Payros et al., 1999, 2003, 2006, 2007, 2015b; 1.15 irudia). Aktibitatea geratzen zenean, kareharri eta tupa hemipelagikoak metatzen ziren, hurrengo birsedimentaziozko metakinak iritsi arte. Leku batzuetan, Oyambreko sekzioan (Kantabria) kasu, kareharri-tupa txandaketa Milankovitchen ziklo orbitalen ondorioa zela ikusi da (Martínez-Braceras et al., 2017; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b): kareharriak ozeanoen estratifikazioko eta ur kontinentalen irispen gutxiko garaietan metatzen ziren; tupak, aldiz, karbonato itsastarraren prezipitazioaren eta material terrigeno finaren nahasketa ziren, urtaroen arteko desberdintasun handiak gertatzen ziren hemizikloetan ziklo hidrologikoa indartzearen ondorioz sortuak (Martínez-Braceras et al., 2017; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

Azkenik, arro sakoneko eremu batzuk ere kareharri-tupa txandaketa erakusten zuten, ziklo orbitalen ondoriozkoa. Mota honetako adibideak Itzurun (Zumaia, Gipuzkoa; Dinarès-Turell et al., 2002) eta Atxabiribil (Sopela, Bizkaia; Martínez-Braceras et al., 2017) hondartzetan deskribatu dira Eozeno goiztiarrerako. Bertan txandaketa litologikoa karbonato pelagikoaren ekoizpen aldakorrek eragin zuen, uraren tenperatura aldaketaren zikloen eraginez. Beste adibide bat Eozeno goiztiar eta ertainaren arteko mugaren inguruan Gorrondatxe hondartzan (Getxo, Bizkaia) metatutakoa da, non txandakete litologikoa sedimentu pelagikoaren diluzio-tasaren araberakoa den, ziklikoa eta sedimentu terrigenoaren irispenaren araberakoa dena (Payros et al., 2009b, 2011; Payros y Martínez-Braceras, 2014; Martínez-Braceras et al., 2017). Hala ere, Eozenoan zehar deformazio tektonikoa indartu ahala, arro sakonera material hareatsua garraiatu zen, uhertasun korronteen bidez. Ondorioz, segidetan konposizio siliziklastikoko turbiditak ugariak dira, eta seriean gora egin ahala, kopuruz, lodieraz eta granulometriaz igotzen dira. Hauen adibideak Gipuzkoa eta Bizkaiako kostako azaleramenduetan aurki daitezke (Kruit et al., 1972; Van Vliet, 1978; Pujalte et al., 2000; Payros et al., 2006).

Lan honetan ikertutako materialak testuinguru paleogeografiko ezberdinetan kokatzen dira. Horrela, Barinatxe hondartzako labarrean ikertutako behe-Eozenoko sekzioa arroaren hondoan kokatuko zatekeen, uhertasun korronte diluituen eragina jasoz (Payros et al., 2006, 2015a). Antzeko egoeran zegoen behe/erdi-Eozenoko Gorrondatxeko sekzioa ere (Payros et al., 2006, 2009a, 2009b, 2011; Payros & Martínez-Braceras, 2014; Martínez-Braceras et al., 2017). Aitzitik, erdi-Eozenoko

Oyambreko sekzioa erretrogradatzen ari zen ezponda batean metatu zen, progresiboki sakonera handituz zihoana (Payros et al., 2015b). Sekzio bakoitzaren ezaugarri sedimentarioak eta hauek iradokitako paleoingurugiroari buruz bakoitzari dagokion kapituluetan hitz egingo da.



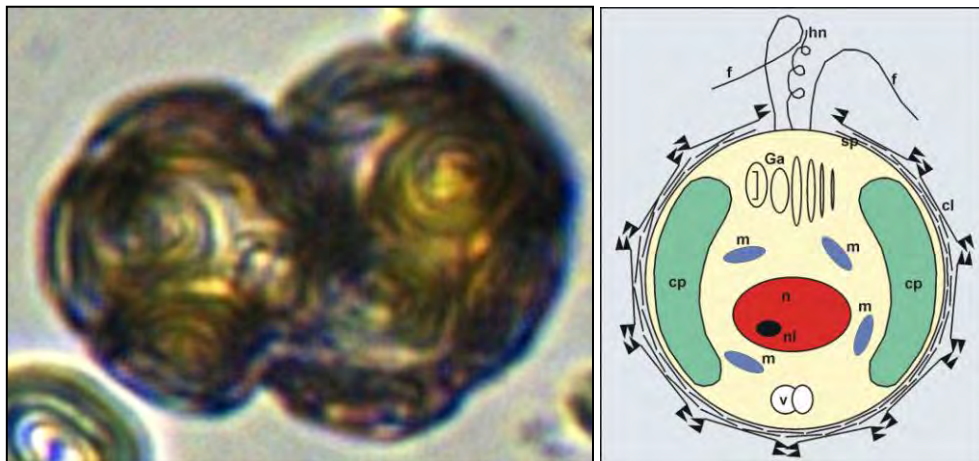
1.15 irudia. Euskokantauriar arroan Eozenoan sakonera ezberdinetan metatutako materialak erakusten dituzten azaleramenduen argazkiak. Urbasa-Andia Formazioko karbonatozko plataforma (www.objetivogipuzkoa.diariovasco.com), Galea puntako ezpondako slumpa (Payros et al., 2006; 6A irudia) eta Sopelako Atxabiribil sekzioko lautada abisaleko kareharri-tupa txandaketa (Martínez-Braceras et al., 2017, 3A irudia).

II. KAPITULUA: NANOFOSIL KARETSUAK

- *Zer da nanofosil karetsu bat?*
- *Kokolitofoeren biologia eta ekologia*
- *Nanofosil karetsuen funtzioa CaCo₃-aren sedimentazioan. Ondorioak ingurugiroan*
- *Nanofosil karetsuen morfologia. Aztertutako sekzioetan ageri diren talde nagusien deskribapena*
- *Tesi honetan nanofosil karetsuetatik lortutako informazioa*

2.1. ZER DA NANOFOSIL KARETSU BAT?

Nanofosil karetsu bat fosilizatutako 1-50 μm arteko oskol karetsua edo beronen zatia da. Alga zelulabakar itsastar batek sortua da, gehienetan Kokolitoforeen taldekoa (Perch-Nielsen, 1985a; Roth, 1994), edo baita egitura eta tamaina antzekoa duten beste izaki bizidun batek ere. Kokolitoforeak edo kokolitoforidoak izaki zelulabakar eukarioto eta autotrofoak dira, zati organiko batez (zelula bera) eta hau inguratzen duen kaltzitazko oskolaz osatuak (Isenberg et al., 1963; 2.1 irudia). Ondorioz, protofiten taldean sartzen dira, fotosintesia egiten duten protistoak. Talde osoaren ezaugarria flagelo luze bat da, *haptonema* deituriko zelularen apendize bat (2.1 irudia). Buztan moduko hau zelularen inguruan kiribiltzen da, eta erabiltzeko beharra dagoenean askatzen da, dela substratuari itsasteko, elikagairen bat harrapatzeko, desplazatzeko eta abar (Hibberd, 1980; Pienaar, 1994). *Haptonema*-z gain, badituzte flagelo talde gehiago, mugimenduan eta zatiketa zelularrean parte hartzen dutenak (Billard, 2004). *Haptonema*-z hornitutako alga zelulabakar guztiak Kokolitoforeen taldean sailkatzen dira zientifikoki, Klase Prymnesiophyceae-an (Hibberd, 1976).

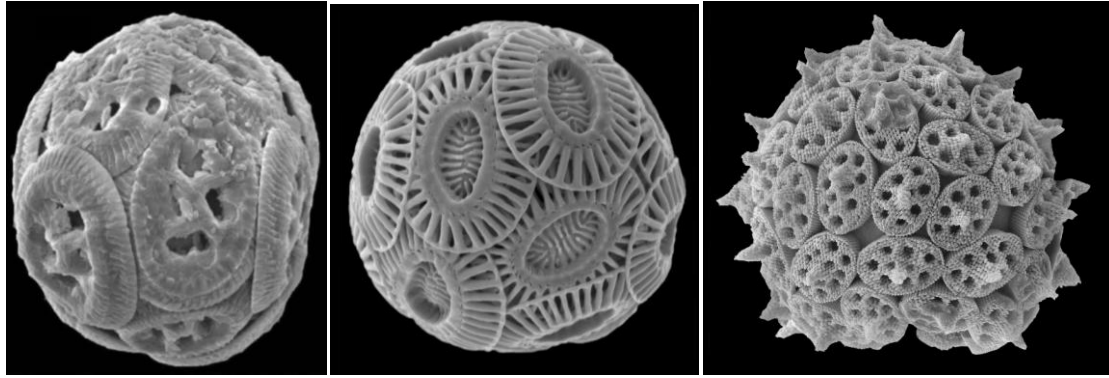


2.1 irudia. Ezkerrean, kokolitoforo baten zati organikoaren itxura orokorra (<https://www.mba.ac.uk/projects/seacells>). Eskuinean, zati organikoaren inguruan oskolaren antolamenduaren eskema (<https://depositsmag.com/2016/02/05/coccoliths-tiny-fossils-with-immense-paleontological-importance/>).

Kokolitoforoen ezaugarri garrantzitsu bat da espezie gehienek zelula inguratzen duen kaltzitazko oskola dutela. Hil eta zati organikoa deskonposatu ostean, kaltzitazko oskola da kontserbatzen dena itsas hondoko sedimentuarekin nahasita, eta litifikatzen denean, oskola fosil izatera pasatzen da. Badaude beste izaki zelulabakar batzuk kaltzitazko oskola jariatzen dutenak eta kokolitoforoen antzeko tamaina eta egitura antzekoa dutenak, esaterako dinoflagelatuak, nahiz eta gehienek oskol organikoa ekoiztu (Janofske, 1996). Nanofosil karetsu terminoak bere baitan hartzen ditu 1 eta 50 μm arteko kaltzitazko fosil guztiak, gehienak kokolitoforoek (gaur egun ordezkariaren bat dutenek ala ez) edo antzeko tamainako izaki zelulabakarrek (e.g. dinoflagelatu karetsuak) ekoiztuak, baina baita beren jatorria ezezaguna den hondar karetsuak ere.

Kokolitoforoen eskeleto oso bat hainbat piezaz osatua dago, zati bizidunaren inguruan kokatzen direnak, eta elkarren artean ahokatuz kokosfera deritzon egitura osatzen dute (Westbroek et al., 1989; Monteiro et al., 2016; 2.2 irudia). Piezetako bakoitza kokolito deitzen da. Kasu askotan, piezak forma zirkular edo eliptikoa dute, disko edo ezkutuen antzeko itxurakoa, baina badaude kokosferak poligono, arantza edo bestelako formatako piezak dituztenak. Hala ere, kokolitoforoen eta beste izaki itsastar batzuen (adibidez dinoflagelatuak) talde batzuk ez dute zelula inguratzen duen eskeletorik ekoizten, edota ez dituzte beraien artean ahokatzen diren piezak ekoizten, hau da, ez dituzte kokosferak eratzen. Banako hauen hondar fosilak nanolito deitzen dira. Hainbat forma daude: zilindrikoak, izarrak, errosetak, poligonalak, arantza zuzenak, arantza okerrak, tubularrak, konikoak, trigonalak, tetragonalak eta abar. Nanofosil karetsu terminoak bere baitan hartzen ditu bai kokosfera osoak, bai sedimentatuak izan diren kokolito eta nanolito guztiak.

Kokosfera baten tamaina 3 eta 40 μm artekoa da (Brand, 1984; Perch-Nielsen, 1985a), eta bere batezbesteko masa 8 pg-koa (8×10^{-12} g; Steinmetz, 1994a). Kokolitoek 1 eta 25 μm arteko diametroa edo luzera izaten dute (Perch-Nielsen, 1985a). Kokolito bakoitza elementu izeneko mikrokristalez osatua dago. Holokokolitoak elementu guztiak berdin-berdinak dituzten nanofosil karetsuak dira. Elementu hauek oso txikiak izan ohi dira (0.1 μm) eta erronboedro edo prisma hexagonal formak dituzte (Siesser & Winter, 1994; 2.2 irudia). Aldiz, heterokokolitoek elementu mota asko izan ditzakete: erronboedroak, prismatikoak, tabularrak, prisma hexagonalak, poliedro irregularrak... Mota bakoitza kokolitoaren posizio konkretuan kokatzen da (Black, 1963; Schlanger & Douglas, 1974; Broecker & Clark, 1999; 2.2 irudia).



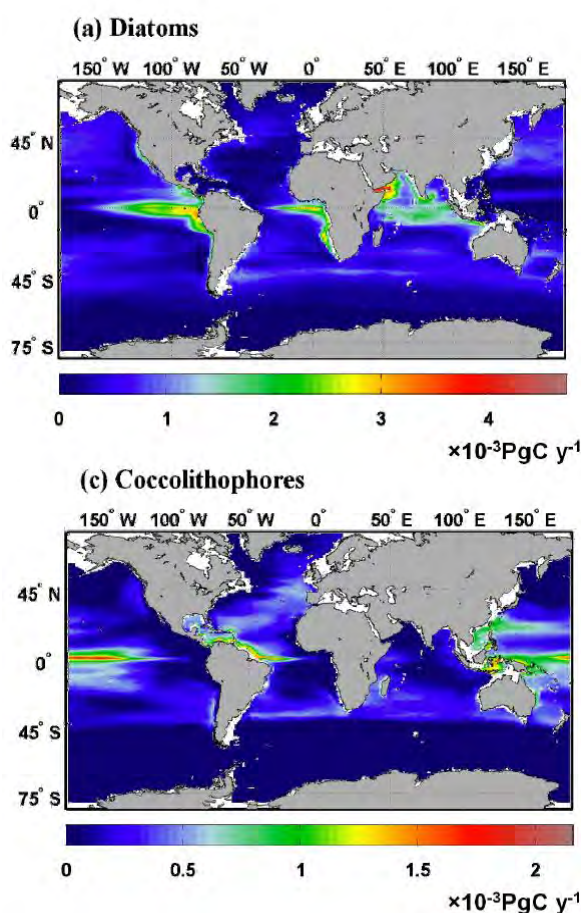
2.2 irudia. *Heterokokolito (ezkerrean eta erdian) eta holokokolito (eskuinean) motako kokolitoz osatutako kokosferen konparaketa*
 (<http://www.mikrotax.org/Nannotax3/index.php?dir=Coccolithophores>).

Kokosferaren funtzioaren inguruan hainbat teoria daude. Hasteko, oskolak harrapariak irentsi eta beren zati organikoa liseritzea saihesteko balio du, adibidez protozoek (Honjo & Roman, 1978; Sournia, 1982). Era berean, kokolitoforidoak infektatu ohi dituzten bakterioak eta birusekiko babesa ematen du (Sikes & Wilbur, 1982). Beroa pilatzea da beste teoria bat, izan ere, kaltzitzen egitura dela eta, kokolitoak zeharkatzen dituen argia errefraktatu egiten da, eta honek kokosferaren barnealdea berotu dezake, kokolitofoakoak beste bizidun fotosintetikoak baino sakonago bizitzea baimenduz (Young, 1994). Bestetik, kokosferak izpi ultramorengatik babesa eskaini dezake (Paasche, 1968). Azkenik, kokosfera baten kokolito kantitateak flotagarritasunarekin zerikusia izan dezakeela uste da, eta kokolitofoakoak, kokolito gehiago edo gutxiago ekoiztearen bidez bere pisua alda dezakeela, ur zutabearen gora eta behera egiteko (Paasche, 1962; Smayda, 1970).

2.2. KOKOLITOFOROEN BIOLOGIA ETA EKOLOGIA

Gaur egun, kokolitofoeroak itsastarrak dira bakarrik. Beren habitata ur gazia izan da agertu zirenetik, nahiz eta noizbehinka ohikoa baino gazitasun gutxiago eta handiagoko barne itsasoetan bizi izan diren (Winter, 1982; Perch-Nielsen, 1985a; Roth, 1994). Gaur egun beste izaki zelulabakar autotrofoekin kompetentzia bizi dira, bereziki diatomeo eta dinoflagelatuekin (Margalef, 1978; Round et al., 1990; 2.3 irudia).

Erregistro geologikoko informazioaren arabera, Kretazeo eta Eozeno bezalako periodoetan kokolitofoeren dibertsitatea gaur egun baino handiagoa zen, eurentzat onuragarriak baitziren orduko tenperatura altuagoa, elikagai edukia eta ozeanoen egitura (Perch-Nielsen, 1985a; Brand, 1994). Fotosintesia egiteko beharragatik, kokolitofoeroak gune fotikoan bizi dira, hau da, ur zutabearen azaleko 200 metroetan, soilik azaleko ur masan edo “nahasketa-geruzan”, termoklinatik gora (Perch-Nielsen, 1985b).



2.3 irudia. Kokolitoforo eta diatomeoen banaketa gaur egungo ozeanoetan (Rousseaux & Gregg, 2014).

2.2.1. ENERGIA ITURRIAK

Kokolitoen energia iturri nagusia argia da (fotosintesia), nahiz eta badauden zantzuak espezie batzuk heterotrofo moduan joka dezaketela (Parke & Adams, 1960; Paasche, 1968). CO₂-a eta argi energia kloroplastoetan erabiltzeko dira, energia (ATP molekulak) eta konposatu organikoak ekoizteko, gero mitokondrietan arnasketarako erabiliko direnak. Era berean, hainbat elikagai behar dituzte beren organuluetan erabiltzeko eta beren bizi-funtzioak betetzeko. Kokolitofoentzat ezinbesteko mantenugaiak nitrogenoa (amonio, nitrato eta nitrito moduko molekula inorganikoen xurgapenez lortuak), fosforoa (fosfato eta fosfato organikoetatik) eta burdin, zink eta manganeso moduko metalak dira (Brand, 1984). Elikagaiak nagusiki ur sakonak azaleratzean iristen dira (*upwelling*). *Nutriklina* elikagaien edukia nabarmen handitzen den sakonera bat da. Azaleko uretan elikagaien kantitate handiena izaki bizidunek hartzen dute, beraz nutriklinak batez ere izaki bizidun horiek iristen ez diren sakonera adierazten du, elikagaiak uretan disolbatuak daudena kantitate handian (Flores & Sierro, 2013). Gehienetan, nutriklina eta termoklina antzeko sakoneran kokatzen dira.

Argia ezinbestekoa da kokolitofooen metabolismoan. Bereziki latitude altuetan, eguna luzeagoa den urtarotetan fotosintesia egin eta beren oskola eratzeko kaltzifikatu dezaketenez, kokolitofoeroek eklosioak (*bloom*-ak) egin ditzakete, hau da, denbora-tarte laburrean masiboki ugaltu daitezke beren populazioa 1000 aldiz handituz (Brand & Guillard, 1981; Miller, 2004). Argia elikagaiak baino garrantzitsuagoa da honetan, ez baita elikagai kantitate handirik behar eklosio bat garatzeko. Kontrara, dinoflagelatu eta diatomeoen kasuan, eklosioak ingurunearen eutrofizazioarekin lotuta daude. Hala ere, badaude kokolitoforo batzuk elikagaien ekarpena ugaritzen denean eklosionatzen dutenak, izan uren estratifikazioagatik edo material kontinentalaren deskarga handitzeagatik, esaterako udaberriko urtze garaietan (Thompson & Schmitz, 1997; McGonigal & Wise, 2001; Taylor & Macquaker 2011). Ez dute espezie guztiek eklosionatzen, baina egiten dutenek urei kolore zurixka ematen diete, espazio txiki batean garatzen diren banako kantitate ugariagatik eta beren pigmentu fotosintetikoen koloreagatik. Eklosio hauek espaziotik ikus daitezke orban handi baten moduan (Holligan et al., 1983; Brown & Yoder, 1994; 2.4 irudia).

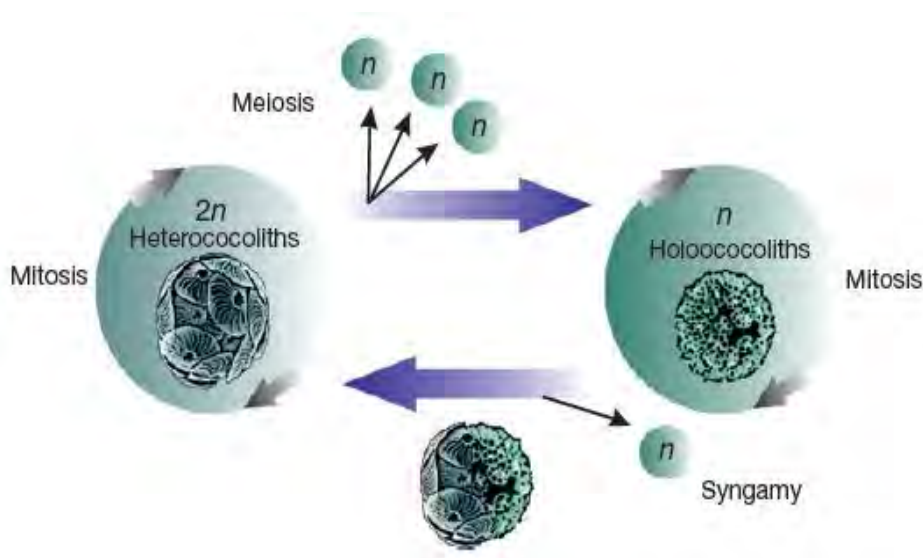


2.4 irudia. *Emiliana huxleyi*-ren eklosio berezia Britainiaren mendebaldean (<https://news.science360.gov/obj/pic-day/69dbe579-6175-44df-8a38-49db9f1a2986/ehux-bloom-space>).

2.2.2. UGALKETA

Kokolitoforidoen ugalketa mitosi edo meiosi bidez eman daiteke, ingurugiro baldintzen arabera egokiena dena (Leadbeater, 1971). Mitosian, zelulak bere buruaren kopia bat egiten du, eta bai zati biziduna bai kokosfera bitan zatitzen dira. Aldiz, meiosian ama zelula lau banakotan zatitzen da, bakoitza amaren material genetiko erdiarekin. Material genetikoaren erdia duen zelula bakoitza haploide deitzen da, eta material genetiko osoa duen zelula bat osatzeko, diploide deitua, beste haploide batekin elkartu behar dute. Ingurugiro baldintzen arabera kokolitoforo baten fase diploide eta haploideak txandakatu egiten dira (Leadbeater, 1971; 2.5 irudia). Fase haploidean zelula mugikorra da eta flageloak erabiliz desplazatu daiteke uretan (Mjaaland, 1956). Zelula diploideak ez dira mugikorrak; ur masan esekiduran mantentzen dira, korrante ozeanikoen menpean (Parke & Adams, 1960). Uste da desplazatu daitezkeela kokosferako

kokolito kantitatea aldatuz edo molekula gaseosoak kanporatuz, sifoi moduan (Young, 1994). Fase haploide eta diploideak ekoizten den kokolito edo nanolitoarekin zuzenki erlazionatuak daude. Fase haploidean, edo zelulak ez du atal mineralizaturik ekoizten (adibidez Nöelaerhabdaceae taldeko zelula haploideek ez dute oskolik), edo holokokolitoak ekoizten ditu, kristalografikoki sinpleagoak (Young et al., 2005). Aldiz, fase diploidean heterokokolitoak ekoizten dira, mineralizatzeko denbora gehiago behar dutenak baina egonkorragoak baldintza itsastarretarako (Young et al., 2005). Badaude taxoi batzuk kokosfera berean heterokokolito eta holokokolitoak aurkitu zaizkienak, eta taxoi berean katalogatu ahal izan dira (Young et al., 2005; Frada et al., 2009). Baina kokosfera oso bat aurkitzea zaila denez, holokokolito gehienentzat ez da heterokokolito baliokidea aurkitu. Posible da baita kokolitoformo batzuk holokokolitoak bakarrik ekoiztea, bai fase haploidean bai diploidean.



2.5. irudia. Kokolitoformidoen ugalketa: fase diploideak heterokokolitudun kokosferarekin ($2n$ = kromosoma bikoiztuak) eta haploideak holokokolitudun kokosferarekin (n), Geisen et al. (2002) eta Young et al.-etik (2003) modifikatua.

2.2.3. C ORGANIKOAREN EKOIZPENA

Kokolitoformidoek, organismo autotrofo gisa, karbonoa (C) duten molekula inorganikoak xurgatu, CO_2 -a adibidez, eta molekula organikoak ekoizten dituzte, C-a duten izaki bizidunek ekoiztutako molekulak, nagusiki gluzido monosakarido eta polisakaridoak (Marlowe et al., 1984; Siesser & Winter, 1994; Stoll et al., 2001; 2002;

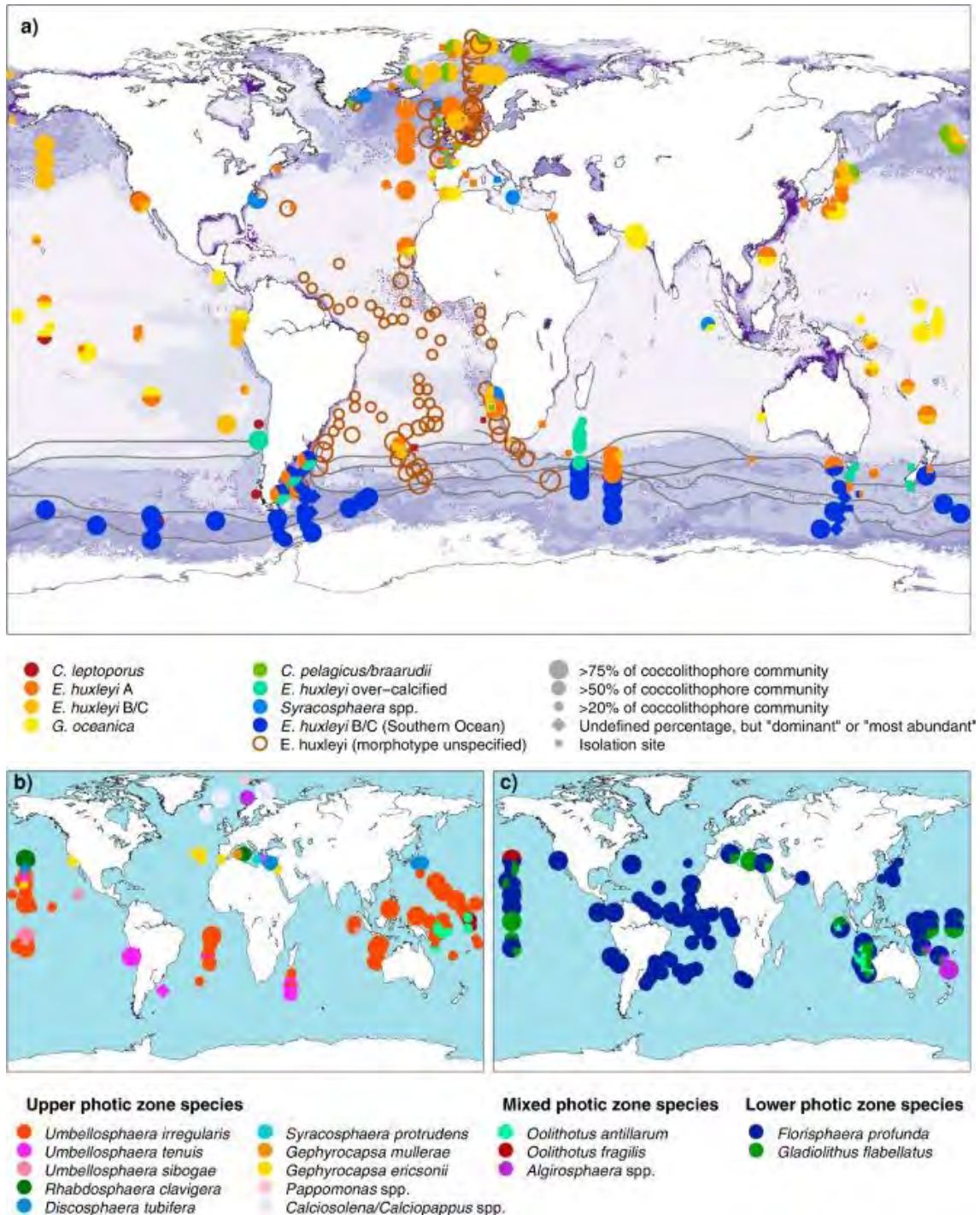
Henderiks & Pagani, 2008). Izaki heterotrofo guztiak autotrofoez elikatzen dira, hauek ekoiztutako molekula organikoak eskuratzeko. Beraz, kokolitofoak elikagaiak dira 20 eta 200 μm arteko izaki zelulabakar heterotrofoentzat (protozooak; Margulis et al., 1990; Calbet & Landry, 2004). Ondoren, izaki zelulanitz heterotrofoak elikatuko dira protozooez, eta horrela segiko du kate trofikoak. Honenbestez, kokolitofoak kate trofikoaren oinarria dira, eta beren aktibitatea funtsezkoa da ozeanoetako bizitzarako (Johannes & Satomi, 1966; Westbroek et al., 1994; Rost & Riebesell, 2004).

2.2.4. BIZIMODUA

Gaur egun, kokolitofo mota ezberdinak ingurumen eta bizimodu ezberdinetara egokituak daude (Young, 1994; Young et al., 2005). Termino ezberdinak erabiltzen dira espezieen afinitate ekologikoak adierazteko (Guillard & Kilham, 1977; Margalef, 1978; Kilham & Kilham, 1980; Harris, 1986; Kilham & Hecky, 1988). *k-estatega* ingurumen berezietara egokitua dagoen espeziea da: ingurumen hau egonkorra da, normalean muturreko klima duena, bizitza garatzeko zaila eta elikagai gutxikoa (oligotrofikoa). Hauen artean ingurumen bero eta lasaiak daude, askotan gazitasun handikoak, itsaso tropikal irekiak adibidez. *k-estategak* morfologikoki konplexuak eta ugalkortasun taxa txikikoak dira, ingurune hauetara hobeto espezializatzeko. *r-estatega* terminoa, berriz, ingurumen aldaketa handiak gertatzen diren eremuetara egokitutako espezieentzat erabiltzen da. Eremu hauek ur nahasketa handikoak eta elikagaietan aberatsak (eutrofikoak) dira, adibidez *upwelling* edo deskarga kontinental handiko eremuak. *r-estategak* morfologikoki sinpleagoak eta tamaina txikikoak dira, azaleko itsasoetan bizi dira eta baldintza onuragarriak daudenean (ikus 2.2.1 atala) eklosionatu eta asko ugaltu ohi dira. *Kosmopolita* terminoa edozein ingurumenetara egokituak dauden espezieentzat erabiltzen da. Azkenik, *oportunistak* terminoa gainerako espezieak murriztean eta nitxo ekologikoak libre geratzean ugaritzen diren espezieentzat erabiltzen da.

Gaur egun kokolitofoak latitude guztietako itsasoetan aurkitzen dira, baina beren dibertsitate altuena latitude baxuetan dago, itsaso epeletan (Brand, 1994). Badira latitude altuetara egokitutako eta 2°C-ko temperatura baxuetan bizi diren espezie gutxi batzuk, adibidez *Coccolithus pelagicus* (McIntyre & Bé, 1967). Diatomeoekin batera bizi dira itsaso polarretan, nahiz eta izotz garaietan latitude tropikaletarantz migratzen duten (McIntyre, 1967; Roth, 1994). Kokolitofoak batez ere kontinentetik urrun dira

ugariak, ozeano irekian, baina dibertsitatea nahiko altua da zona hemipelagikoetan eta ertz kontinentaletan ere (Perch-Nielsen, 1985a; Brand, 1994; 2.6 irudia). Barne itsaso eta plataformetan diatomeoak nagusitzen dira (Okada & Honjo, 1973; 1975; Fig. 2.3).



2.6. irudia. Gaur egungo kokolitoforo taldeen banaketa geografikoa (Krumhardt et al., 2017), zona fotikoaren goialdean (a), erdialdean (b) eta behealdean (c). Sinboloaren tamainak espezie horrek zona horretako gainerako kokolitoforoekiko duen proportzioa adierazten du.

Kokolitoforoek, gehienez, ez dute lehenetik gazitasunarekiko, izan ere 11 eta 41 ppt arteko gazitasunetan aurki daitezke, baita itsaso Hilean ere, 250 ppt-tan (Winter, 1982; Brand, 1984). *Gephyrocapsa* da generorik kosmopolitena, kokolitoforoen hedapen geografiko ia guztian ageri da, latitude baxu eta ertainetako ozeano eta ertz kontinental guztietan (McIntyre et al., 1970; Chen & Sieh, 1982; Winter, 1982; Okada, 1984). *Emiliana huxleyi* ere eremu oso zabalean ageri da, baina lotuago dago baldintza eutrofikoekin eta uren nahasketarekin (Okada & Honjo, 1973; 1975). Azken espezie hau udaberriko urtze garaietan eklosionatzera espezializatua dago, ekarpen kontinental ugaritzen denean eta elikagai ugari daudenean. Batzutan sakonera argia pasatzen ere ez dute uzten (Hulburt, 1967; Marshall, 1976; Mitchell-Innes & Winter, 1987; Winter, 1985; Balch et al., 1991). Horregatik, urtze garaietan *Emiliana huxleyi* itsaso polarretan ere aurki daiteke (McIntyre & Bé, 1967). Barne itsasoetan ere bizi da, hala nola, itsaso Beltzean edo Aqaba itsasoan (Winter et al., 1979; Roth, 1994). Azkenik, klima bero eta tropikaletara egokitutako espezie k-estrategak ere badaude, latitude baxuan ozeano irekian bizi direnak, esaterako, *Calcidiscus leptoporus*, *Umbilicosphaera sibogae* edo *Discosphaera* (Hulburt, 1963; Okada & Honjo, 1973; 1975). Ingurune oligotrofikoetan bizi direnez, beren ugalketa motelagoa da r-estrategena baino (Brand & Guillard, 1981).

Badaude sakonera handiagoetan bizitzera egokitutako generoak ere, tarteko edo behealdeko zona fotikoan, 100 eta 200 m arteko sakoneran. Egokituak daude fotosintesia uhin-luzera handiko argiarekin egitera, uhin-luzera handiko izpiak sakonera handiagora iristen baitira. Horrela, sakonera handiagoko taxoi hauek nutriklinaren azpian koka daitezke, konpetentzia gutxiago dute elikagaien zatia eta goialdeko zona fotikoko harrapariak saihesten dituzte (Smayda, 1970; Flores & Sierro, 2013). Hauen artean *Florisphaera*, eta *Anthosphaera* generoak daude, *Thoracosphaera* dinoflagelatu karetsuarekin batera. Aitzitik, *Coccolithus*, *Gephyrocapsa* edo *Emiliana* bezalako generoak goialdeko zona fotikoan bakarrik bizi daitezke, uhin-luzera laburreko argiarekiko dependentzia baitute (Honjo & Okada, 1974; Honjo, 1977; Sournia, 1982; Venrick, 1982; 2.6 irudia). Konkretuki, azken bi espezieak bizkor ugaltzen dira elikagaien kantitatea igotzen denean, beraz azkar kaltzifikatzeko argi intentsitate altua behar dute. Horregatik, behartuak daude ur zutabearen goiko metroetan bizitzera.

Beste alde batetik, *Braarudosphaera* moduko generoak, *Thoracosphaera* dinoflagelatuarekin batera, oportunistak dira eta beste talderik ez dagoen guneetan ugaritzen dira (Schiller, 1930; Deflandre, 1947; Romein, 1982). Konkretuki, *B.*

bigelowii ertz kontinentalei eta *lagoon* motako barne itsasoei lotuta dago, baina aspektu honekin kontuz ibili behar da, iraganean espezie hau ozeano irekietan ere bizi izan baitzen (Bukry, 1981; Lupi & Wise, 2006; Roth, 1974; 1994; Winter et al., 1979). Itsaso marginaletan, espezi oportunistez gain, malformatutako espezieak ere agertzen dira, esaterako *E. huxleyi*, muturreko baldintzetarako egokitzapen moduan, itsaso Hileko gazitasun altua kasu (Roth, 1994; Legge et al., 2008). Azkenik, badaude beren afinitate ekologikoa argi ez dagoen taldeak, muturrekoak ez diren baldintzak dauzkaten ekosistemetan bizi direlako, edota genero bereko espezie desberdinek afinitate ekologiko ezberdinak dituztelako. Talde hauek *miscellaneous* (nahaskorrak; Young, 1994), deitzen dira, eta normalean eremu bateko kokolitofoeren gutxiengoa dira. Euren artean daude *Pontosphaera*, *Rhabdosphaera*, *Helicosphaera*, *Syracosphaera* eta holokokolitoak.

2.2.5. KOKOLITOFOROEN UGARITASUNA

HISTORIAN ZEHAR

Kokolitofoeroak Triasiko berantiarrean agertu ziren lehenengoz, nanofosil karetsurik zaharrenak Carniarraren hasieran erregistratu ziren, duela 230 Mu inguru (Di Nocera & Scandone, 1977; Monteiro et al., 2016). Dibertsifikazio azkarraren ostean, eremu itsastar guztietara hedatu ziren, eta ugaritasun handiena Kretazeo periodoan izan zuten, espezieen % 98-a desagerrarazi zuen K/T mugara arte. Ondoren, Paleozenotik Eozenora bitartean errekuerazio azkarra izan zuten, baina Eozeno-Oligozeno muga inguruan eta Pleistozenoko azken glaziazioetatik aurrera murrizte garrantzitsuak jasan dituzte.

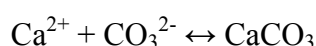
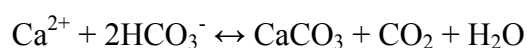
2.3. NANOFOSIL KARETSUEN FUNTZIOA CaCO_3 -AREN SEDIMENTAZIOAN. ONDORIOAK INGURUGIROAN

2.3.1. CaCO_3 -AREN METAKETA NANOFOSIL KARETSUEN BITARTEZ

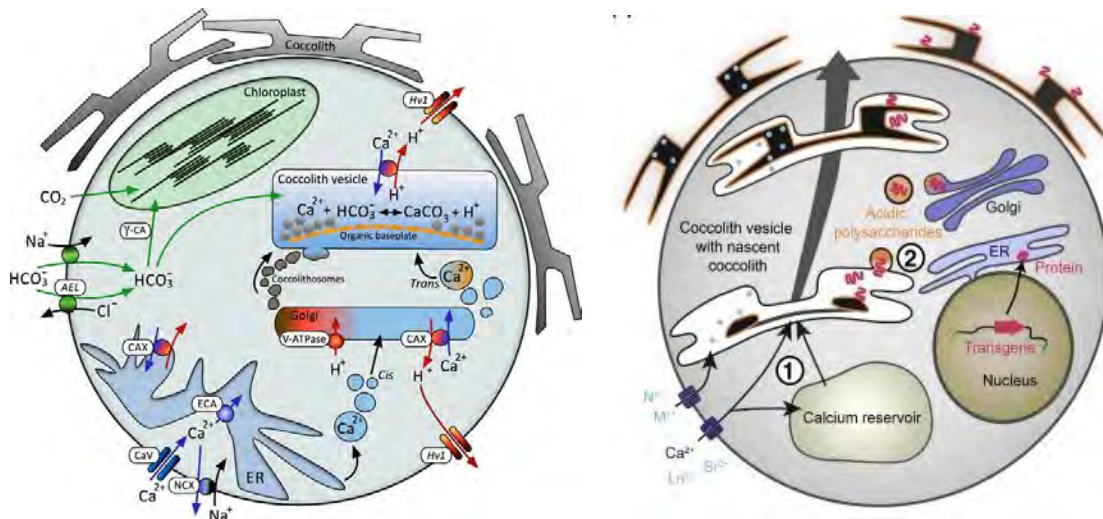
Kaltzio karbonatoa sedimentu itsastar askoren osagai nagusia da, buztin mineralekin batera (Berger, 1976). Gaur egun mundu osoan zehar kareharrizko azaloramendu handiak ezagutzen dira, iraganeko itsas hondoei dagozkienak. Triasiko arte kareharrizko masa handiak plataforma eta ezponda kontinentaletan bakarrik garatzen ziren, CaCO_3 ekoizten zuten bizidun itsastarrak arrezifetako koralak, ekinodermoak eta moluskuak baitziren (Kennett, 1982). Baina Carniarrean kokolitoforidoak agertzeak itsas sedimentazioan aldaketa garrantzitsu bat ekarri zuen. CaCO_3 biogeniko kantitate handiak ozeano irekian ere metatzen hasi ziren, Lurraren historian lehenago inoiz gertatu gabea (Berger, 1976; Kennett, 1982; Bown et al., 2004; Ridgwell & Zeebe, 2005). Orokorrean, karbonato pelagikoa ur zutabeen hildako organismoen eskeletoen metaketatik eta litifikaziotik dator. Foraminiferoak (oskol karetsuko protozooak) % 10 eta 20 artean, eta kokolitoforoak % 20 eta 40 artean, osatzen dute itsas sakoneko karbonatozko sedimentuen gehiengoa (Steinmetz, 1991; 1994; Milliman, 1993; Milliman & Droxler, 1996; Ziveri et al., 1999). Urtean 80 eta 120 Tmol (teramol) CaCO_3 metatzen dira itsas hondotan kokolitoforo eta foraminiferoen aktibitateari esker (Bramlette, 1958; Roth, 1986; Broecker & Clark, 2009).

2.3.2. KOKOSFEREN EKOIZPENA

Kokolitoforidoak beren eskeletoa etengabe ekoizteko gai dira beren bizi zikloan zehar ingurugiro baldintzak eta lehengaiek baimentzen badute (Frankignoulle & Gattuso, 1993; Siesser & Winter, 1994). Kaltzio karbonatoa eratzeko bi erreakzio posible gerta daitezke (Weiss, 1974):



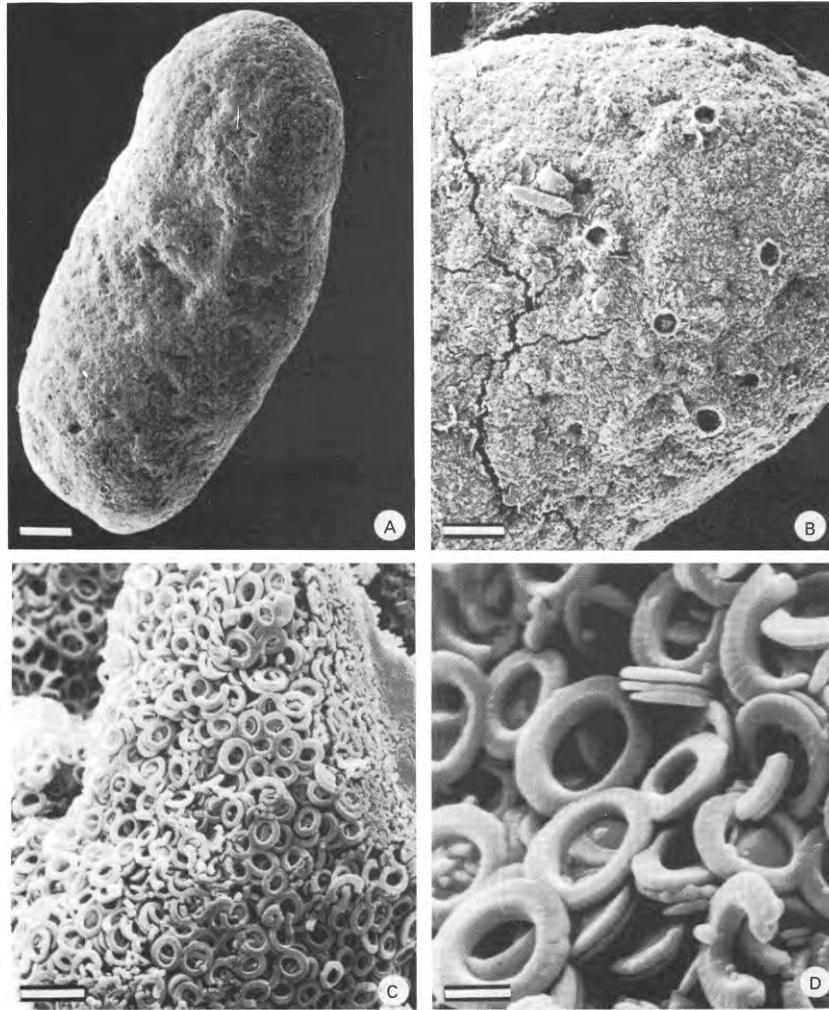
Lehenengo, kokolitoforoek CaCO_3 -aren prezipitazio erreakziorako osagaiak xurgatzen dituzte. Itxuraz, kokolitoforo baten zelula bakoitzaren barnealdea negatiboki kargatua dago eta horrek Ca^{2+} katioian erraztasunez barneratzen laguntzen du. Zailagoa da bikarbonato (HCO_3^-) edo karbonato (CO_3^{2-}) anioien sarrera, mintzak ponpa garraiatzaile funtzioa bete behar baitu, energia erabiliz anioiak indar elektrikoaren kontra harrapatzeko (Siesser & Winter, 1994; Raven & Crawford, 2012). Baina kloroplasto eta mitokondrietan lotutako energia normalean nahikoa da, eta beharrezko elikagaiak esfortzu handirik gabe barneratzen dira zelulan (Brand, 1984). Jarraian, Golgi aparatuan gauzatzen da kokolito/nanolitoak osatuko dituzten CaCO_3 -zko elementuen sekrezioa. Ez du kokolitoforoarentzat gastu energetikorik (Ariovich, 1980; Broecker & Peng, 1982). Golgi aparatua kokolito/nanolitoen forma hartzen duen oinarri organiko bezala funtzionatzen du, desberdina espezie bakoitzean (Young, 1989). Oinarri organiko honetan nukleatzen dira CaCO_3 -zko elementuak, eta ondoren elementu primitibo horiei atxikiko zaizkie gainerako ioiak, kristalen hazkuntza azkarra bultzatuz (2.7 irudia). Kokolito/nanolitoa osatua dagoenean, zelula barnean gera daiteke barne-eskeleto bezala, edo kanporatua izan kanpo-eskeletoa osatzeko. Kokosferak ekoizten dituzten kokolitoforoek kokolito guztiak kanporatu egiten dituzte, eta beren artean ahokatzen dira kokosfera eratzeko. Kokosfera batek 6 eta ehunka kokolito artean eduki ditzakete, batzuetan kokolitozko hiru geruzaraino (Monteiro et al., 2016). Ekoizpena oso handia da behin hasita. *Emiliana huxleyi* espezie modernoaren kasuan, banako batek kokosfera osoa 12 ordutan ekoiz dezake (Ariovich, 1980; Brand & Guillard, 1981).



2.7. *irudia*. Kokolitoen ekoizpenari buruzko eskema ezberdinak kokolitoformo zelula baten barnean (<https://www.mba.ac.uk/new-review-coccolithophore-cell-biology>; Skeffington & Scheffel, 2018).

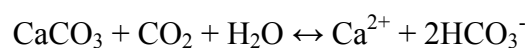
2.3.3. SEDIMENTAZIOA

Kokolitoformo batek bere kokolito/nanolito batzuk erauz ditzake bizi zikloan zehar (Paasche, 1962). Baina kokolito/nanolito gehienak organismoa hil eta dekantazioz itsas hondora erortzean metatzen dira. Hain arinak izanik, beren erorketa abiadura 0.28 eta 1.3 m/egun artekoa da (Eppley et al., 1967; Smayda, 1970). Hondoan metatzeko behar dituen hilabete edo urteetan zehar, kokosfera korrante ozeanikoen eta uhertasunaren menpe dago. Oso erraz garraia daitekeenez, hil zen puntutik 44-130 km-ko distantzia horizontalean meta daitekeela kalkulatu da (Steinmetz, 1994a). Dena den, kokolitoak harrapariak irentsi ditzakete eta agregatu fekaletan beste materialekin pilatu daitezke (Roth et al., 1975; Honjo & Roman, 1978; 2.8 irudia). Partikula inorganiko eta organikoak elkartuta osatutako agregatuak ur zutabeen zehar dekantatzea “marine snow” bezala ezagutzen da (Honjo, 1975; Silver et al., 1978; Shanks & Trent, 1980; Knauer et al., 1984). Agregatu hauek kokosferak baino astunagoak dira eta askoz ere abiadura handiagoan jaisten dira, 200 m egunean; kokolitoak pilatzeko mekanismo nagusia dira (Honjo, 1975; Steinmetz, 1994a). Behin hondora iritsita, kokolitoak agregatu fekalak deskonposatzen dituzten bakterioen eta sedimentua nahastu eta birlandu dezaketen prozesuen menpe geratzen dira (Honjo et al., 1982; Steinmetz, 1994a). Prozesu tafonomiko hauek guztiak kontuan izan behar dira nanofosil karetsuei buruzko edozein interpretazio paleoekologiko egin aurretik (Roth, 1994).



2.8 irudia. *Protozoo baten agregatu fekala eskala ezberdinetan, non kokolito kantitate ugaria nabari den (Steinmetz, 1994a).*

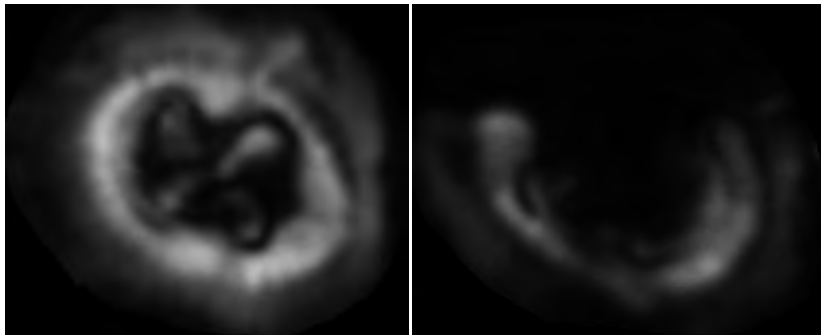
Orain arteko aipatutako prozesu tafonomikoek ez dute kokolitoen forma elementuen forma originala aldatzen. Aldiz, kokolitoei eragiten dien prozesu garrantzitsu bat kaltzitaren birmobilizazioa da: CaCO_3 -ren oreka aldatzen bada, kaltzitazko kristalak partzialki edo osorik disolba daitezke, korrosioa jasan dezakete edo hasierako kristalei CaCO_3 gehiago gehitu dakieke. Disoluzio prozesua kaltzitaren formazio erreakzioaren kontrakoa da.



Kaltzitaren disoluzioa sisteman CO_2 igoera bat dagoenean ematen da. CaCO_3 -aren oreka berri batera iristeko, kaltzita disolbatu egiten da, Ca^{2+} eta HCO_3^- gehiago emanez. Honek pH-a jaisten du eta kokolitoen disoluzioa eragiten du (Ariovich, 1980; Raven & Crawford, 2012) ondorengo erreakzioen bidez:



Disoluzioa gerta daiteke baita uretako kaltzioaren subsaturazioagatik. Ibaien ekarpenak alkalinitate eta Ca^{2+} kontzentrazio altua eragiten du azaleko uretan, CaCO_3 -aren prezipitazioa eraginez. Aldiz, kokolitoa sakonera handira jaistean, Ca^{2+} kontzentrazioa askoz ere txikiagoa da (ura kaltziaoan subsaturatuta dago) eta kokolitoen kristalak disolbatzera jotzen dute ingurunearekin orekan egoteko (Steinmetz, 1994a; Beaufort et al., 2011). Honenbestez, uraren kimismoaren aldaketa baten ondorioz, izan CO_2 igoeragatik, pH jaitsieragatik edo kaltzioaren subsaturazioagatik, kokolitoek disoluzioa jasaten dute (McIntyre & McIntyre, 1971; Roth & Coulborne, 1982; Broecker, 1974; Honjo, 1975; Hassenkam et al., 2011; 2.9 irudia). Prozesu hau ohikoa da itsas hondotan, baina ur zutabeen bertan ere ematen da disoluzioa, kokolitoa itsas hondora iritsi bitartean (Honjo, 1976). Batean zein bestean, CCD-ren sakonera gaitzen duten kokolito guztiak erabat disolbatzen dira. Bestalde, itsaso marginaletako eta sakonera txikiko eremuetako materia organiko sedimentarioaren degradazioak ere pH-aren jaitsiera eta kokolitoen disoluzioa eragin dezakete (Gardner et al., 1983; Roth, 1994).



2.9 irudia. *Disoluzioaren efektuak Chiasmolithus solitus* espeziean (Gorrondatxeko GO-LU-105 eta GO-LU-L lagainak). Ezkerrean, alteraziorik gabe kontserbatutako alea; eskuinean disoluzioagatik elementuak galdu dituen alea.

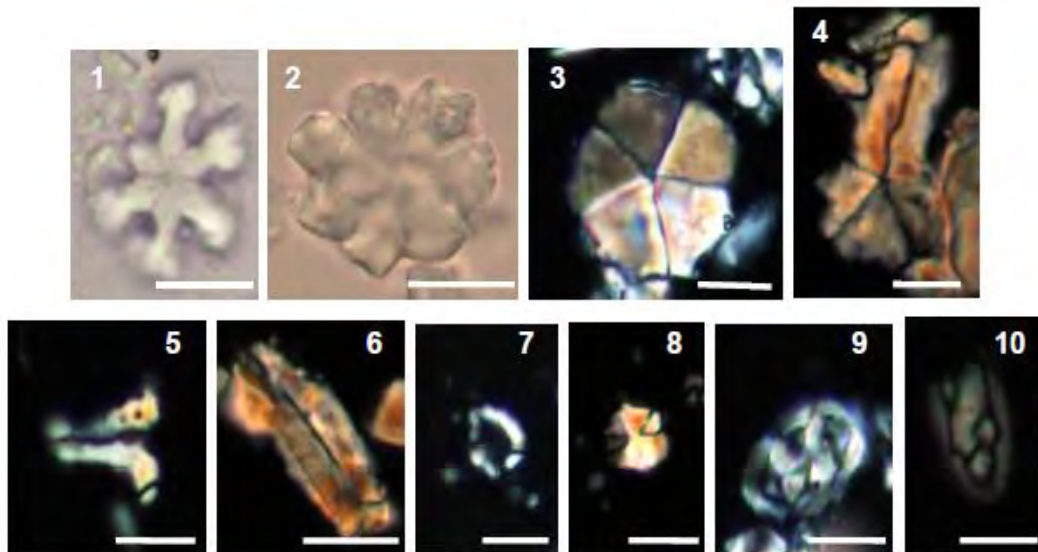
Disoluzioaren jatorria edozein izanik ere, kokolitofoeroak kaltzita jariatzen duten beste hainbat bizidun baino iraunkorragoak dira, adibidez foraminiferoak (Roth, 1994). Hori esanik, disoluzioak desberdin eragiten die gaur egungo kokolitofoeroei beren kristal egitura dela eta. *Emiliana huxleyi*, *Coccolithus pelagicus*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Calcidiscus leptoporus* edo *Umbilicosphaera sibogae* bezalako espezieak oso erresistenteak dira disoluzioarekiko, eta asoziazioetan azkenera arte irauten dute disoluzioarekiko sentikorrek diren taxoiak disolbatu ondoren, esaterako

Umbellosphaera edo holokokolitoak (McIntyre & McIntyre, 1971; Geitzenauer et al., 1977; Roth & Coulborne, 1982; Dmitrenko, 1985). Taxoi batzuk disolbatu direla jakin daiteke ozeano bereko sakonera txikiagoko sedimentuetan espezie horietako aleak agertu badira (McIntyre & McIntyre, 1971; Roth & Coulborne, 1982; Gibbs et al., 2004; Raffi & De Bernardi, 2008).

Zenbait kasutan espezie batzuen disoluzioak beste batzuek berrazkuntza eragiten du. Ez da arraroa *Discoaster* moduko generoetako aleak berrazita aurkitzea, beste genero batzuk guztiz desagertu diren sedimentuetan. Kristalen berrazkuntza disoluzioaren kontrako efektua da. Ura berriro gainsaturazio batera iristen bada edo CO₂-aren kontzentrazioa jaisten bada, sistemak CaCO₃-a prezipitatzera joko du (Cole et al., 1987). Hau gertatuz gero, errazena kaltzita aurretik eratuta dauden kristalen gainean kristaltzea da, gehienetan kristalaren orientazioa segiz (2.10 irudia). Prozesu honek kokolitoei ere eragiten die, beren hasierako forma galtzen dute, loditu egiten dira, eta batzuetan espeziea ezin izaten da identifikatu ere (Roth & Thierstein, 1972). Nanolitoak dira berrazkuntza gehien jasaten dutenak, normalean kristal handiagoz osatuak baitaude. *Discoaster*-ak da nabarmenenak; hauek izar forman, erradialki ezarritako elementuez osatuta daude, mikra askotako luzerako elementu tabularrak, asterolito deituak. Asterolito gehienak puntan edo bifurkazioetan amaitzen dira, eta hauek dira gehien berrazten direnak, forma globotsu eta poligonalak hartuz. Ohikoa da baita asterolitoak alborantz berraztea, zenbaitetan elementuen arteko espazioa guztiz ixteraino, masa uniforme bat eratuz (2.10 irudiko 2). *Braarudosphaera* disoluzioarekiko genero sentikorra da baita. Bere kokosfera plaka pentagonalez osatua dago. Pentagonoen ertzetan hasten da berrazkuntza eta forma irregularreko plaka luzatu bat eransten da, nanolitoa bera baino luzeagoa izatera irits daitekeena (2.10 irudiko 4).

Holokokolitoek ere berrazteko joera dute, elementu txikiez osatuta daudelako eta beren egitura homogenea delako. *Zygrhablithus* eta *Lanternithus* moduko generoak norabide guztietan berrazten dira, nahiz eta nanolitoaren ardatzen norabidea gailentzen den; batzuetan ez da forma originala bereizten (2.10 irudiko 6 eta 8). Bestalde, disko formako heterokokolitoak ez dira asko berrazten eta disolbatzeko joera dute. Berrazten diren kasuetan ura kaltzio karbonatotan gainsaturatua egon ohi da, eta kasu honetan, kokolitoen elementuak norabide guztietara berrazten dira, antzeko formako kristal lodiagoak emanez (Langer et al., 2013). Horrela, elementuak ez dira ondo ahokatzen eta itxura puztuko kokolito deformeak eratzen dira. Zenbait heterokokolitok erdiko

eremuan gurutzeak ala barrak dituzte; *Neococcolithes*-en kasuan, kristal bakarraz osatuak daude eta alborantz berrazten dira, barrei forma puztua emanaz (2.10 irudiko 10).



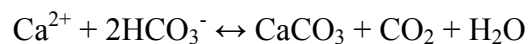
2.10 irudia. Nanolito eta kokolitoen berrazkuntza (Oyambreko OY-LU-024 lagineko argazkiak) berrazi gabeko formekin alderatuta (Gorrondatxeko GO-LU-143b lagina): (1) Berrazi gabeko *Discoaster deflandrei*; (2) Berrazitako *Discoaster deflandrei*; (3) Berrazi gabeko *Braarudosphaera bigelowii*; (4) Berrazitako *Braarudosphaera bigelowii*; (5) Berrazi gabeko *Zygrhablithus bijugatus*; (6) Berrazitako *Zygrhablithus bijugatus*; (7) Berrazi gabeko *Lanternithus minutus*; (8) Berrazitako *Lanternithus minutus*; (9) Berrazi gabeko *Neococcolithes dubius*; (10) Berrazitako *Neococcolithes dubius*. Eskala barra 5 μm .

2.3.4. C ORGANIKOAREN ETA CaCO₃-AREN OZEANO HONDORANZKO PONPAKETA

Kokolitoforoak kantitate handian metatzen dira hondo ozeanikoan, eta metatzen dena beren zati biziduna zein oskol karetsua izan daiteke. Beraz bai C organikoaren bai CaCO₃-aren ponpaketan parte hartzen dute. C organikoaren ponpaketa edo ponpaketa biologikoa arro hondora C organikoa iristea da, izaki bizidunen atal bizidunen metaketagatik. Kokolitoforoak etengabeko arriskuan daude izaki heterotrofoek harrapatuak eta liserituak izateko, baina oso talde hedatua eta ugaria da ozeanoetan eta beren ekoizpena jarraia denez, C organiko kantitate handia iristen da itsas hondoran

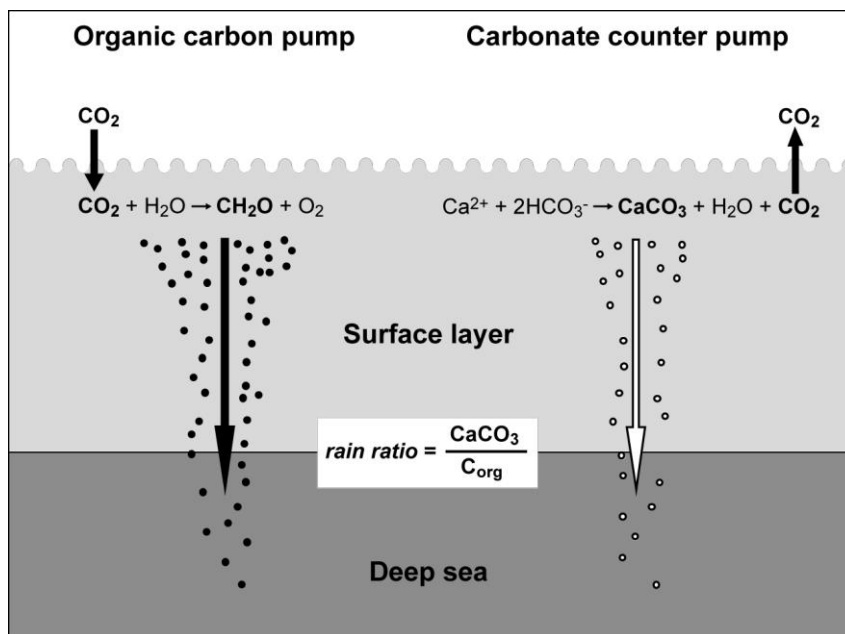
metatzera, bereziki eklosio garaietan. Ur zutabeen ala itsas hondoon disoluziorik, oxidaziorik edo deskonposaketarik jasaten ez badute, beren zati bizidunetako C sedimentu gazteagoen azpian ehortzita geratuko da, eta arroken parte izatera pasako da (Winter & Briano, 1989). Horrela, kokolitofoerok ozeanoetako C itsas hondoon edo litosferan biltegitratzen laguntzen dute. Honen ondorioz, atmosferako C-ren zati bat ozeanoek xurgatzen dutenez, denborarekin atmosferako C ere litosferara pasatzen laguntzen dute kokolitofoerok (Klaas & Archer, 2002; Ziveri et al., 2007). Bestetik, karbonatoaren ponpaketa CaCO_3 -aren pilaketa da, bizidunen oskol karetsuen metaketagatik. Organismoen zati biziduna deskonposatzen erraza denez, kasu gehienetan kokolitofoeren kokolito eta nanolitoak bakarrik metatzen dira, eta beraz, kokolitofoerok CaCO_3 -aren biltegitratzean ere parte hartzen dute.

Aitzitik, kaltzifikatzerako momentuan, kokolitofoeren CO_2 igortzen dute CaCO_3 eratzeko, 2.3.2 atalean jada azaldu den erreakzioaren bidez:



Prozesu hau *karbonatoaren aurkaponpaketa* (carbonate counter pump; Rost & Riebesell, 2004) deitzen da. Ondorioz, kokolitofoerok azaleko uretako CO_2 -a bai murriztu eta bai gehitzen parte hartzen dute, ondorioz karbonatoaren ponpaketa netoa ekoiztutako kokolito/nanolitoen kantitate totalaren eta haietatik ozeano hondoko sedimentuetan biltegitratzen diren kopuruaren araberakoa izango da. *Euri ratioa* (rain ratio) bizidunen eraginez itsas hondoon sedimentatutako CaCO_3 -aren eta metatutako C organiko kantitatearen arteko proportzioa da (Rost & Riebesell, 2004; 2.11 irudia).

Kokolitofoerok ez dira ozeano-atmosfera sistemako C itsas hondoon biltegitratzen duten izaki fotosintetiko bakarrak. Kaltzifikatzen ez duten organismo asko daude, sistemako CO_2 kontzentrazioa murrizten dutenak, eta beren bizi zikloan ekoizten ez dutenak, hala nola diatomeoak. Honenbestez, CO_2 kontzentrazioaren jaitsierarik handiena gertatuko da organismo ez-kaltzifikatzaileen ekoizpena handitzen denean eta kokolitofoerok bezalako organismo kaltzifikatzaileena murrizten denean. Hau gerta daiteke kokolitofoerok bizi diren urak estratifikatzen diren garaietan eta elikagaien ekarpena murrizten denean, kokolitofoerok eklosionatzea ekidinez. Beraz, kokolitofoerok bizi diren uren estratifikazioak azaleko uretako CO_2 -aren murrizketa dakar (Rost & Riebesell, 2004).



2.11 irudia. *C organikoaren ponpaketa (organic carbon pump) eta karbonatoaren aurkaponpaketa (carbonate counter pump), azaleko uretako (surface layer) organismo fotosintetikoek egina. Euri ratioaren (rain ratio) kalkulua ur sakonetan (deep sea) metatutako C organiko kantitatearen arabera (Rost & Riebesell, 2004).*

2.3.5. ONDORIOAK INGURUGIROAN

Azaleko uretan CO_2 -aren igoerak ala jaitsierak ondorio klimatikoak ditu, atmosferak eta azaleko urek beren osagai gaseosoak etengabe trukutzen baitituzte. Kokolitofoeroak bezalako organismo kaltzifikatzaileen ekoizpena handiagoa den garaietan, azaleko uren CO_2 kontzentrazioa handitzen da, eta honek feedback bat eragiten du, atmosferako CO_2 kontzentrazioa igoz eta honek eragin dezakeen berotegi efektua indartuz (Winter & Briano, 1989; Archer & Meier-Reimer, 1994; Steinmetz, 1994a; Dedert et al., 2012). Hipotesi honetatik ondoriozta daiteke, glaziazio baten amaierako urtzearen ondorioz ozeanoetara elikagai ugari iristean eta kokolitoforoen eklosioak gertatzean, atmosferara CO_2 kantitate handiagoa igorriko dela eta honek berotegi efektua eragingo duela (Rost & Riebesell, 2004). Aldiz, garai interglazialeko beroaldietan, uren estratifikazioa gertatu eta kokolitoforoen ekoizpena gutxituko da, C organikoaren metaketa gailenduko delarik eta feedbackaren ondorioz atmosferako berotegi gasen kontzentrazioa murriztuko delarik (Winter & Briano, 1989; Archer & Meier-Reimer, 1994; Steinmetz, 1994a; Dedert et al., 2012). Beraz, kokolitofoeroek joera naturala indartzen dute.

2.4. NANOFOSIL KARETSUEN MORFOLOGIA. IKERTUTAKO SEKZIOETAN AGERI DIREN TALDE NAGUSIEN DESKRIBAPENA

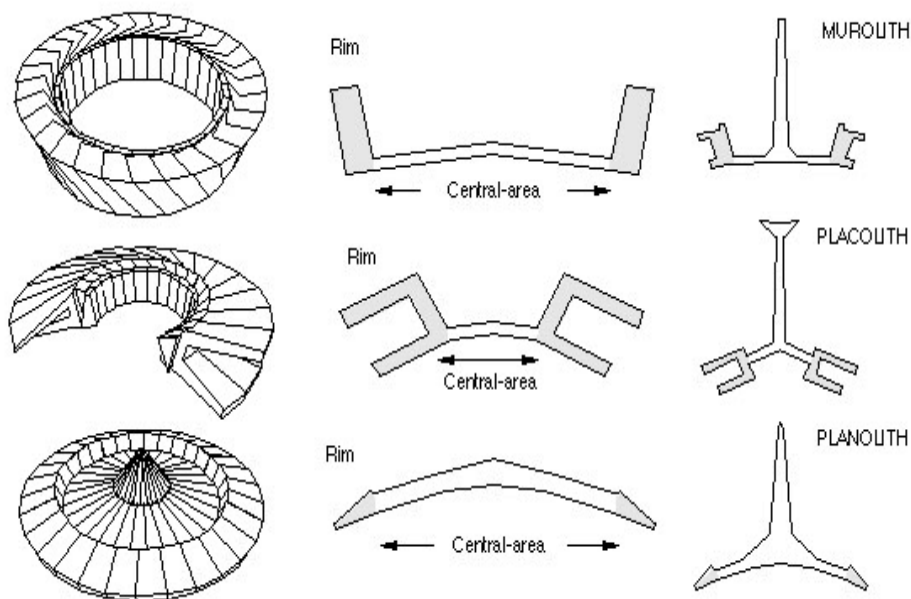
2.4.1. OINARRI OROKORRAK

Taxoien arteko bereizketa eta beren eskema ebolutiboa kokolito eta nanolitoek duten forman oinarritzen da. Sailkapen taxonomikoa egiteko garaian aspektu garrantzitsu bat kokolito eta nanolitoen tamaina da. Txikiak kontsideratzen dira beren luzera edo ardatz nagusia 5 μm -tik beherakoa denean; ertainak 5 eta 8 μm artekoak; handiak entre 8 eta 12 μm artekoak; eta oso handiak 12 μm -tik gorakoak (Young, 1989).

Atal honetan doktorego tesian zehar identifikatu diren talde guztiak deskribatuko dira. Holokokolito guztiak kristal berdinez osatuak daudenez, ez da terminologia konkreturik erabiltzen beren kokolitoen atalak deskribatzeko. Kontrara, heterokokolitoen osagaiak deskribatzeko terminologia jarraian azalduko da, Hay (1977), Tappan (1980), Gartner (1981) eta Bernaola-ren (2002) lanak oinarritzat hartuz.

Lehenengo kokolito zirkular eta eliptikoen atalak deskribatuko dira. Gehienek oinarri gisa disko bat ala bi dituzte, ezkutu deituak, molekularterko indar bidez lotuak elkarri bi dauden kasuetan. Ezkutu bakoitza forma ezberdineko elementuez osatua dago, elkarri lotuak sare bat osatuz (2.12 irudia). Batzuetan ezkutuaren azalera osoa estaltzen dute elementuek, beste batzuetan erdian hutsunea geratzen da. Elementuak erradialki kokatuak badaude zirkulu bat osatuz, egitura ziklo deitzen da. Ezkutu batek hiru ziklora arte izan ditzake eta guztiak zentrukideak dira. Elementuak zentrukideki kokatuak ere egon daitezke. Kokolito ezberdinen arteko bereizketa ondokoen arabera egiten da: ezkutu kantitatea, ezkutu batak bestea zenbateraino estaltzen duen, bakoitzaren lodiera, ezkutuko kristalen posizioa, ziklo kopurua, zikloen arteko desberdintasuna, erdiko hutsunearen tamaina eta hau estaltzen duen sarearen morfologia. Kokolitoen hainbat gehigarri eduki ditzakete: sareak, barrak, gurutzeak, poroak eta abar. Gehigarri hauek genero eta espezie mailako bereizketetarako erabiltzen dira.

Forma zirkular edo eliptikoko kokolitoen baitan murolitoak, plakolitoak eta planolitoak bereizten dira. Murolitoek bi ezkutuen artean lepo modukoa daukate, horma deitua, albotik begiratuta ezkutuaren ertzetan perpendikularki ipinitako bi blokeren itxura ematen dutena. Plakolitoek ez dute hormarik, baina bai bi ezkutu, erdiko eremuaren inguruko elementuen bidez elkar lotuak. Ez dute bloke perpendikularrik erakusten baina bai bi punta, bi ezkutuei dagozkienak. Planolitoek ezkutu bakarra dute eta ia bidimentsionalak dira (2.12 irudia).



2.12 irudia. Kokolito baten ezkutuaren morfologiak: murolitoa (goian), plakolitoa (erdian) eta planolitoa (behean), goitik eta albotik ikusita (<http://ina.tmsoc.org/terminology/3coccoliths.htm>).

Kokolitoak zelularen inguruan zentrokideki kokatzen direnez, alde distala (organismoaren kanpoalderantz ematen duena) eta proximala (zelularekin kontaktuan dagoena) bereizten dira. Kokolitoak ahur-ganbilak diren kasuan, alde ahurra alde proximala da, eta alde ganbila distala.

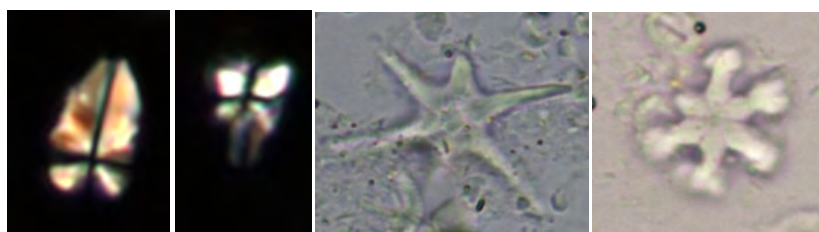
Forma zirkularrik gabeko kokolitoei dagokienez, forma ugari daude. Pentalitoek forma pentagonala dute eta bost plakaz osatuak daude. Euren artean desberdintzeko direnak ertzen forma, plaken arteko jostura-lerroak, perforazioak, gehigarriak eta abar erabiltzen dira (2.13 irudia). Arantza formako kokolitoek ezkutua badute, baina gehigarriak honen azalerarekiko perpendikular hazten dira, eta kokolitoaren hazkuntza norabide nagusia perpendikular hau izatera pasatzen da. Ondorioz, gehienetan kokolitoa alboz pausatzen da eta ezkutua perfilez ikusten da, beraz taxoien arteko ezberdintzapena

arantzaren formaren arabera egiten da. Talde honetan *Rhabdosphaera* eta *Blackites* daude (2.13 irudia).



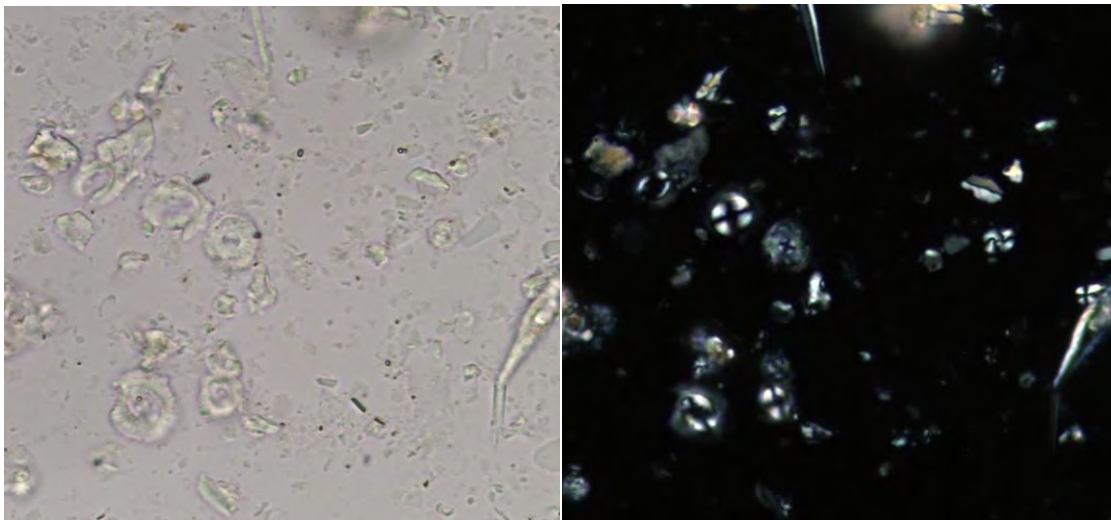
2.13 irudia. Polarizaziozko mikroskopioan eginiko irudiak, bi pentalito eta arantza formako bi kokolitoenak (*Braarudosphaera*, *Pemma* eta bi *Blackites* sp.).

Azkenik, nanolitoak, kokosferarik eratzen ez duten nanofosil karetsuen eskeletoen piezak, forma askotarikoak izan daitezke. *Fasciculithus* eta *Sphenolithus* moduko generoek oinarri zirkularra dute arantza formako kokolitoek bezala, baina orain artean ez da ezagutzen kokosferarik eratzen zutenen. Elementuak oinarriko ezkutua azalerarekiko perpendikularrean hazten dira (2.14 irudia), lepo zilindrikoak osatuz norabide ezberdinetara kokatutako elementu handiekin, batzuetan puntan amaituta, besteetan ez. Zilindroaren formaren, lepoko zutabe kopuruaren, bertako elementuen posizioaren eta egitura apikalaren edo puntaren formaren arabera bereizten dira espezieak. Bestalde, oinarri gisa ezkuturik ez duten nanolitoen artean *Discoaster*-ak dira deigarrienak, izar formako nanolitoak (2.14 irudia). Elementu nagusiak erradialki kokatutako kristal tabularrak dira, asterolito deituak. Espezieak sailkatzeko asterolitoen kantitate eta forma, beren arteko distantzia, punta mota, asterolitoek osatzen duten planoaren perpendikularrean dituzten gehigarriak eta abar erabiltzen dira. Bukatzeko, badira *incertae sedis* moduan sailkatutako generoak, orain arte deskribatutako formen oso desberdinak dituztenak, eta oraingoz ezin izan direnak inongo erlazio ebolutiborekin erlazionatu.



2.14 irudia. Beren elementuak oinarri zirkularrekiko perpendikular hazten diren bi nanolito (*Sphenolithus*) eta izar formako bi nanolito (*Discoaster*).

Nanofosil karetsuen identifikazioa polarizaziozko mikroskopioan egiten da. Kokolito eta nanolitoetara iristen den argiak plano bakarrean bibratzen du, eta kristalek, beren pletinako posizioaren arabera, argia beste norabide batera desbideratzen dute. Elementuak norabide ezberdinetan kokatuak badaude, argia norabide askotan transmitituko da. *Nicol*-ak filtro bat aplikatzen duen lente bat dira, eta argia norabide bakarrean pasatzen uzten duena. Filtro hau horizontalki kokatuak dauden kristalek transmititzen duten argiarekiko perpendikular kokatua dago, hau da, mikroskopioaren pletinarekiko paralelo. Ondorioz, horizontalki kokatutako kristalak zeharkatuta argia bertikalki hedatzen denean, nicolek interferentzia totala eragiten dute eta argiak ez du filtroa pasatzen (Kamptner, 1954; Tappan, 1980; Bown, 1998). *Discoaster*-en asterolitoak tabularrak dira eta horizontalki kokatuak daude, beraz nicolak gurutzatzean *Discoaster*-ak ilunduta agertzen dira, eta honi itzaltzea deitzen zaio. Kontrara, gainerako kokolito eta nanolitoek elementuak norabide ezberdinetan kokatuak dituzte; elementuetako batzuk daude pletinarekiko paralelo kokatuak eta itzali egiten dira. Baina pletina biratzean, elementuen orientazioa aldatu egiten da eta beste batzuk itzaltzen dira (2.15). Aldakorra den itzaltze forma horrek balio du argi arruntarekin bereizi ezin daitezkeen espezieak bereizteko. Bestalde, birrefringentzia terminoak nicol gurutzatuekin elementuek erakusten dituzte kolore eta distira adierazten du.



2.15 irudia. Mikroskopioko ikuspegi ezberdinak argi arruntarekin (*nicol* paraleloak, ezkerrean) edo *nicol* gurutzatuekin (bi polarizatzaile, eskuinean). Gorrondatxeko GO-LU-105 lagina.

2.4.2. LAN HONETAN AGERI DIREN TALDEEN

DESKRIBAPENA

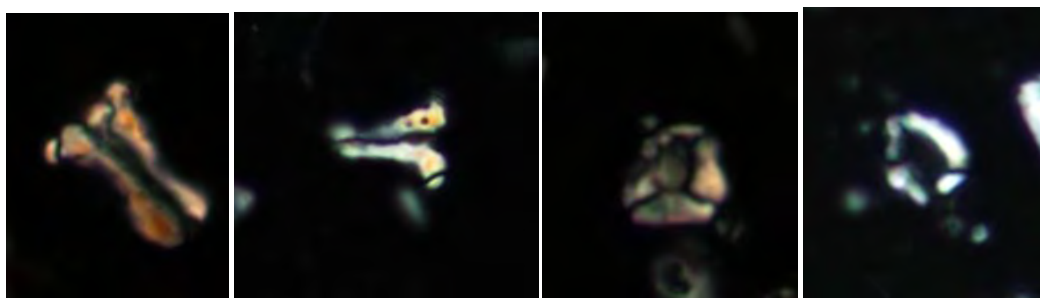
Doktorego tesi honetan identifikatutako nanofosil karetsu taldeen deskribapena alfabetikoki ordenatu da familien arabera, antzeko ezaugarriak generoak elkartuz. Hasieran ipini dira holokokolitoak eta amaieran *incertae sedis* generoak, diagnostiko filogenetiko faltagatik inongo familiaren barnean sartu gabe daudenak. Talde bakoitzaren esanahi ekologikoa hurrengo atalean zehaztuko da.

Identifikatutako taxoen artean asko birlanduak dira: sedimentu zaharragoetatik eratorriak, birmobilizatu eta sedimentu modernoagoen artean metatu zirenak. Gehienak Mesozoikoko materialetatik datoz eta erraz desberdintzen dira taxoi autoktonoengandik. Lan honetan nanofosil birlanduen kantitate totala kalkulatzeko baino balio ez dutenez, atal honetan ez da Mesozoikoko taxoirik deskribatuko. Aldiz, Zenozioko taxoi birlanduak bai deskribatuko dira, zenbait taxoi autoktonoren antzekoak baitira eta desberdintzea garrantzitsua baita.

1) HOLOKOKOLITOAK *sensu* Young et al., 2003

Calyptosphaeraceae familia (Boudreaux & Hay, 1969; Tappan, 1980). Espezie bereko kokolito/nanolito guztien elementuak berdinak dira, eta egitura homogeneousak osatzen dituzte; batzuetan elementuak egitura zurrun bat osatuz itsasten dira elkarri, baina beste batzuetan paketatze geometriko baten bidez sareak osatzen dituzte, eta forma geometriko konkretudun hutsuneak geratzen dira elementu guztien atean. Normalean sare hauek bi dimentsiotakoak izaten dira, geruzak balira bezala. Geruzak indar elektrostatik bidez lotzen dira elkarri hiru dimentsiotako egiturak eratzeko (Black, 1963). Espezie ezberdinak forma orokorraren, hutsuneen, depresioen edo ertz eta erpinen formaren arabera bereizten dira (2.16 irudia). Berrazteko joera dute elementuen sinpletasuna dela eta, beraz askotan holotipoarekiko ezberdinak diren kokolito/nanolito asko aurki daitezke. Holokokolitoak gehienez oso gutxi dira nanofosil karetsuen asoziazioetan, disolbatzeko errazagoak direlako edo beste espezieekiko lehian ez dutelako arrakastarik (Gibbs et al., 2015).

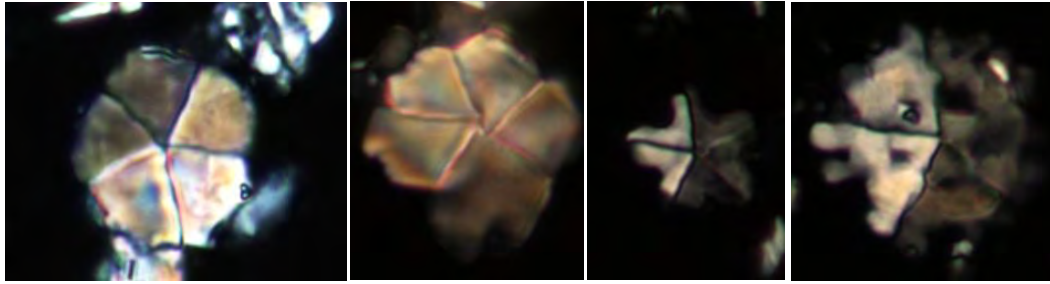
Lurraren historia osoko holokokolitorik ugariena *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Deflandre, 1959 da. Prisma triangeluarra da, albotik lotutako hiru sare kurbatuz osatua eta oinarri triangeluar batekin, zabalera gehiago ala gutxiagorekin eta luzera gehiago ala gutxiagorekin. Pausatzean aldeetako baten gainean kokatzen da eta beraz mikroskopioan bi bakarrik ikusten dira, erdiko hutsunea erakusten duen lerro ilun batekin. Doktorego honetan ikertutako sekzioetan ugaria den beste holokokolitoa *Lanternithus minutus* Stradner, 1962 da, lau piezako nanolitoa, bi luzexkak paralelo eta beste bi estu aurreko biak ertzetatik lotzen dituztenak



2.16 irudia. Bi *Zygrhablithus bijugatus* eta bi *Lanternithus minutus*-en irudiak.

2) BRAARUDOSPHAERACEAE Deflandre, 1947.

Pentalito guztiak familia honetakoak dira. Kokolito bakoitzak forma pentagonala du eta bost plaka ditu ertzetatik lotuak (2.17 irudia). Kokosferek egitura solidoa eta iristeko zaila osatzen dute, pentalitoak elkarrekin bikain ahokutzen baitira. *Braarudosphaera* Deflandre, 1947 generoan, kokolitoaren bost plakak poligonoak dira eta plaken arteko loturak ez daude deprimituak. *B. bigelowii* (Gran & Braarud, 1935) Deflandre, 1947 da % 99-an agertzen den espeziea, kokolitoak pentagono perfektuak dituenak. *Micrantholithus* Deflandre in Deflandre & Fert 1954 generoan, plaken arteko loturak deprimituak daude eta plakak ez dira poligonoak, izar itxura emanaz kurbatzen dira. *Pemma* Klumpp, 1953 generoa plaka bakoitzaren erdian duen perforazioengatik da berezia; gainera, pentalitoaren ertzetan ildaskak dituzte, fleko itxura dutenak. *Micrantholithus* eta *Pemma* oso gutxi daude eta ez dira espezieak bereizi.



2.17. irudia. *Bi Braarudosphaera bigelowii, Micrantholithus sp. eta Pemma sp.*

3) CALCIDISCACEAE Young & Bown, 1997

Zirkularrak dira eta ezkutu proximalaren aldean, ezkutu distal oso zabala dute, elementu trapezoidalezko ziklo bakarraz osatua, birrefringentzia oso txikikoa eta nicol gurutzatuetan ia ikusten ez dena (Perch-Nielsen, 1985b). Ezkutu proximala estua da. Generoak erdiko eremuaren, ezkutuen lodieraren eta gehigarrien arabera bereizten dira.

Calcidiscus spp. Kamptner, 1950

Erdiko eremua oso estua da, batzuetan elementuz estalia. Espezieak plakolitoaren tamainaren eta erdiko eremuaren inguruko gehigarrien arabera bereizten dira (2.18 irudia). Lan honetan hainbat espezie identifikatu dira, baina denek afinitate paleoekologiko berdina dutenez, guztien batura kalkulatu da soilik.

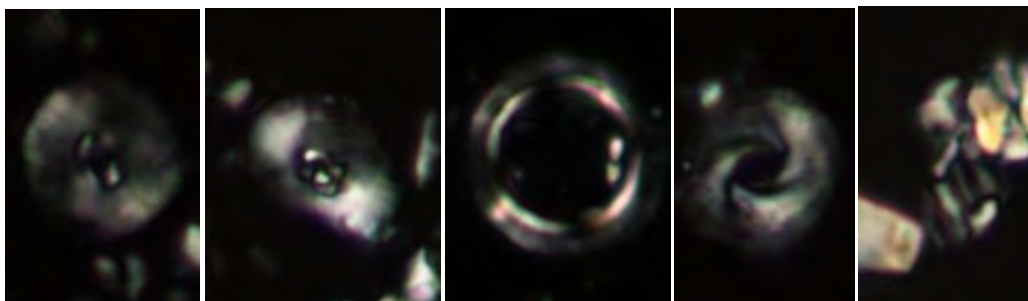
Hayella sp., Gartner, 1969

Calcidiscus-ek baino erdiko eremu zabalagoa du, baina esanguratsuena da ezkutu proximaletik perpendikularrean garatzen den irtengunea da (2.18 irudia). Ez da espezierik bereizi.

Umbilicosphaera Lohmann, 1902

Nahiz eta gaur egungo *U. sibogae*-k erdiko eremu estua eduki (hargatik sailkatzen dira familia honetan), Eozenoko *Umbilicosphaera*-en ezaugarria erdiko eremu zabala da (2.18 irudia). Horrez gain, ezkutu proximala beste generoetan baino birrefringenteagoa da. *U. bramlettei* (Hay & Towe, 1962) Bown et al., 2007 espeziearen bi ezkutuak oso estuak eta antzeko zabaleraok dira, eta erdiko eremua oso zabala. *U. jordanii* Bown, 2005 espeziearen bi ezkutuak antzekoak dira baina *U. bramlettei*-renak baino zabalagoak. *U. protoannulus* (Gartner, 1971) Young & Bown, 2014 ezkutu proximala

distala baino zabalagoa izateagatik bereizten da, eta gainera oso birrefringentea da. *U. henrikseniae* (Bown, 2005) Young & Bown, 2014 espezieak ezkutu proximala oso zabala du eta irudi difusoa erakusten du nicolak gurutzatzean.



2.18 irudia. *Bi Calcidiscus sp., Umbilicosphaera bramlettei, Umbilicosphaera henrikseniae eta Calciosolenia sp.-ren irudiak.*

4) CALCIOSOLENIACEAE Kamptner, 1927

Erronbo formako kokolito txikiak dira (Deflandre, 1954). Ertzeko zikloa eta barnealdekoa bereizten dira, bakoitzaren elementuak norabide ezberdinetan ezarrita (2.18 irudia). *Calciosolenia* Gran, 1912 da ageri den genero bakarra, sekzioetako batean, oso orria.

5) COCCOLITHACEAE Poche, 1913 *emend.* Young & Bown, 1997

Plakolito eliptikoak ezkutu bikoitzarekin. Calcidiscaceae-engandik bereizten dira eliptikoak izateagatik, bi ezkutuak ziklo bikoitzekoak izateagatik edo/eta erdiko eremua zabalagoa izateagatik (*Umbilicosphaera* salbu, baina hau zirkularra da). Ezkutu proximala birrefringentzia gutxikoa da Calcidiscaceae-en modura, baina estuagoa. Ezkutu distala aldiz zabalagoa eta birrefringenteagoa da, hargatik nicol gurutzatuetan plakolitoa ezkutu distalean amaitzen dela dirudi (Perch-Nielsen, 1985b). Generoak ezkutuen zabalera eta, batez ere, erdiko arearen gehigarrien arabera bereizten dira.

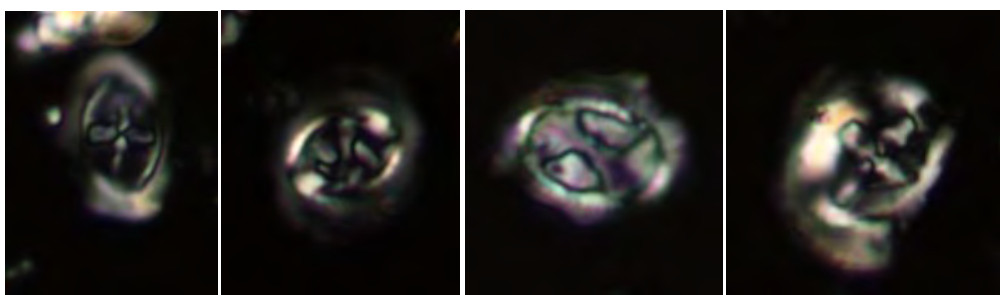
Campylosphaera Kamptner, 1963

Oso ganbilak, bi ezkutu estuz osatuak, petalo formako elementuak erradialki kokatuta, eta erdiko eremu oso zabala. Elipsearen ardatzekiko paralelo diren bi barra dituzte, gurutzea osatuz. Espezieak plakolitoaren tamaina eta barren zabalaren arabera bereizten dira (2.19 irudia). Sekzio guztietan ageri den espeziea *C. dela* (Bramlette &

Sullivan, 1961) Hay & Mohler, 1967 da, baina Barinatzen *C. differta* Bown, 2010 ere ageri da. Bien esanahi paleoekologikoa berdina da.

Chiasmolithus spp. Hay et al., 1966

Erdiko eremu zabala eta bi barra diagonal, X edo H modukoa osatuz. Ezkutu proximalak partzialki estaltzen du distala gandar bat eratuz. Espezieak bereizteko plakolitoaren tamaina, ezkutu bakoitzaren zabalera eta erdiko barren forma erabiltzen dira. Ikerketa honetan *C. solitus* (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker, 1968 da esanguratsuen, bi erdiko barra kurbaturekin (2.19 irudia). Espezie gehiago identifikatu ahal izan badira ere, esanahi paleoekologiko berdina dute.



2.19 irudia. *Campylosphaera dela*, *Chiasmolithus solitus*, *Clausicoccus* sp.
Cruciplacolithus sp.-ren irudiak.

Clausicoccus spp. Prins, 1979

Ezkutu distal estua dute eta erdiko eremu zabala, lau piezaz osatutako plaka batez estalia. Piezak elementu txikiz osatuak daude eta perforazio ugari dituzte. Espezieak bereizteko plakolitoaren tamaina eta plakako perforazioak erabiltzen dira (2.19), baina afinitate paleoekologiko berdina dute eta guztien batura erabili da soilik.

Coccolithus Schwartz, 1894

Ezkutu distala beste generoetan baino zabalagoa da eta beraz, erdiko eremua estuagoa. Espezie batzuk zirkularrak dira, esaterako *C. formosus* (Kamptner, 1963) Wise, 1973, handia eta ezkutu proximala distala baino zertxobait zabalagoarekin (2.20 irudia). Espezie eliptikoetan ezagunena *C. pelagicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930 da, ezkutu distalean hirugarren ziklo bat daukana, elementu erradial edo diagonalekin, erdiko eremua asko estutuz (2.20 irudia). Banako askok barra estu bat edo gurutze

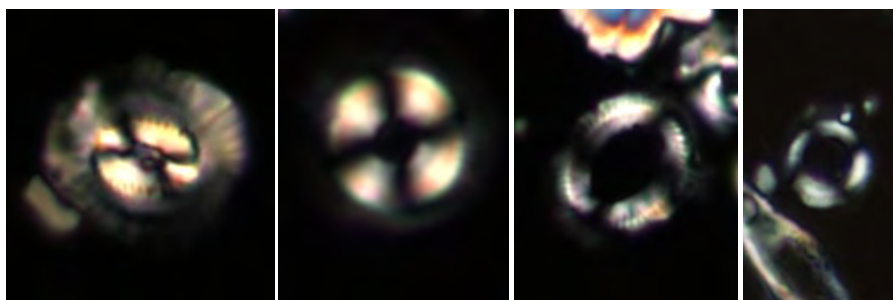
formako bi barra dituzte gehigarri gisa. Gainerako espezieak plakolitoaren tamaina eta biribiltasunagatik, erdiko eremuaren zabaleraagatik eta gehigarriengatik bereizten dira.

Cruciplacolithus spp. Hay & Mohler in Hay et al., 1967

Erdiko eremu zabala eta bi barra gurutze forma eratuz, elipsearen ardatzekiko paralelo (Perch-Nielsen, 1985b). Ezkutu distala zehazki ezkutu proximalaren barneko mugara arte hedatzen da. Genero honetako espezieak bereizteko ezkutuen eta erdiko eremuaren zabalera, plakolitoaren tamaina eta barren kokapena eta lodiera erabiltzen dira, beti ez baitira guztiz paraleloak ardatzekiko (2.19 irudia), baina espezie guztiek afinitate paleoekologiko berdina dute.

Ericsonia Black, 1964

Plakolito zirkularrak, ezkutu distala proximala baino lodiagoa dute eta oso birrefringentea (Black, 1964). Erdiko eremu zabala da. Zenbait espezie *Ericsonia* generotik *Coccolithus*-era pasa ziren ezkutuen arteko erlazioa kriteriotzat definitu zenean, eta gaur egun badaude genero berekoak izan beharko luketela diotenak. Adibidez, *C. formosus* espeziea, lan honetan askotan erabilia, lan askotan *E. formosa* deitu izan da (Fioroni et al., 2012; Persico et al., 2012; Toffanin et al., 2013; Faris et al., 2014; Marzouk et al., 2014). Batzuetan, banako batzuk barra estu bat edo gurutze formako bi dituzte erdiko eremuan. Espezieak bereizteko plakolitoaren tamaina, erdiko eremuaren zabalera eta gehigarriak erabiltzen dira (2.20 irudia). *E. robusta* (Bramlette & Sullivan, 1961) Edwards & Perch-Nielsen, 1975, handia edo oso handia eta oso birrefringentea, PETM-an arrunta da, baina ikertutako sekzioetan birlandua da. Sekzio hauetan autoktonoa den bakarra *E. orbis* Bown, 2016 da, txikia eta erdiko eremu zabalekoa.



2.20 irudia. *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus formosus*, *Ericsonia robusta* eta *Ericsonia orbis*-en irudiak.

6) DISCOASTERACEAE Tan, 1927

Familia honetan, Eozenoko genero bakarra *Discoaster* Tan, 1927 da. Izar formako nanolitoak dira. 8 asterolitotik gora eta asterolitoak beren luzeraren gehiengoan lotuta dituztenak “erroseta” bezala ezagutzen dira (Black, 1972). Espezieak bereizteko elementu erradial kopurua, luzera, elkarrekin zenbateraino dauden lotuta, puntan forma, eta elementuen planoarekiko perpendikular hazten den arantzaren forma erabiltzen dira, azken hau mikroskopioan zirkulu moduan ikusten dena (2.21 irudia). *D. kuepperi* Stradner, 1959 tamaina txiki edo ertainekoa da, 8-12 asterolito zuzen eta erdian arantza lodi bat ditu. *D. bifax* Bukry, 1971 ere txiki edo ertaina da, eta erdian arantza lodi bat du, baina 14 asterolito zuzen inguru ditu. *D. barbadiensis* Tan, 1927 handia da, 9-13 asterolito zuzen ditu eta erdian arantza estu bat. *D. wemmelensis* Achuthan & Stradner, 1969 txikia da eta 30 asterolito inguru ditu. *D. multiradiatus* Bramlette & Riedel, 1954 Paleozenotik birlandutako espezie esanguratsua da, handia, erdiko arantzarik gabe eta 16-35 asterolito zuzenekin. Gainerako “erroseta” motako espezieek afinitate paleoekologiko antzekoa dute eta *D. barbadiensis*-en antzekoak dira.



2.21 irudia. *Discoaster kuepperi*, *Discoaster bifax*, *Discoaster multiradiatus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster wemmelensis*, *Discoaster lodoensis*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster binodosus* eta *Discoaster nodifer*-en irudiak.

Asterolitoak bananduta dituztenak, erdiko eremuan izan ezik, “izar” motako *Discoaster*-ak dira (Black, 1972). Asterolitoen luzeraren, kopuruaren, punta motaren, kurbaduraren eta perpendikularrean gehigarririk dutenaren arabera bereizten dira espezieak (2.21 irudia). *D. lodoensis* Bramlette & Sullivan, 1961 espezieak normalean 6

asterolito ditu oso kurbadura bereziarekin eta puntan amaituak. *D. subladoensis* Bramlette & Sullivan, 1961 txikia da, normalean 5 asterolito ditu puntan amaituak. *D. deflandrei* Bramlette & Riedel, 1954 6 asterolitokoa da normalean eta bi punta bifurkaturekin. *D. binodosus* Martini, 1958 espezieak 8 asterolito inguru ditu hiru puntarekin, bat asterolitoaren norabidean eta bi perpendikularrean. *D. nodifer* (Bramlette & Riedel, 1954) Bukry, 1973 espezieak 6-9 asterolito ditu eta lau punta, erdiko biak elkartzen direlarik batzuetan.

7) FASCICULITHACEAE Hay & Mohler, 1967

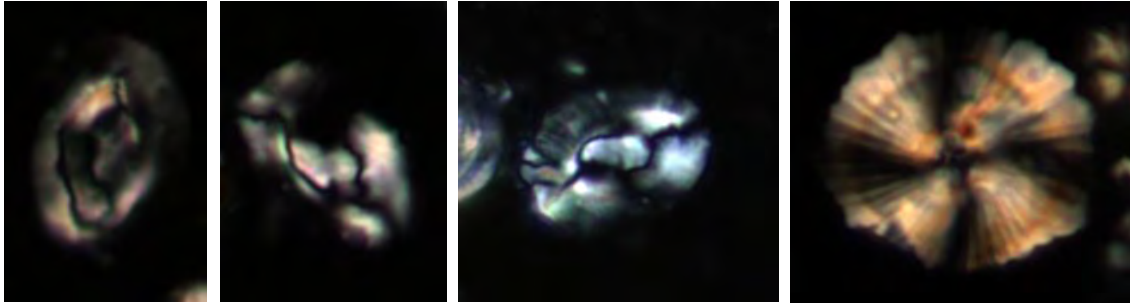
Fasciculithus Bramlette & Sullivan, 1961 da genero ezagun bakarra eta oso nanolito birrefringenteak dira, ezkutu fin batekin oinarrian eta perpendikularrean lepo zilindriko batekin, elementuzko hainbat ilaraz osatua. Zilindroaren amaieran irekiunea dute, punta izan beharrean. *Fasciculithus* Paleozenokoa da, beraz ikertutako sekzioetan ageri diren banako guztiak birlanduak dira. Hala ere, interesgarriak dira material birlanduak Mesozoiko ala Zenozoikotik datozen bereizteko.

8) HELICOSPHAERACEAE Black, 1971

Familia honetan *Helicosphaera* Kamptner, 1954 generoa bakarrik dago. Plakolito eliptiko asimetrikoak dira. Ezkutu bakarra dute eta elementuak helikoidalki kokatuak, beraz izatez behin baino gehiagotan jiratutako ziklo bakarra da, batzuetan erdiko eremua utziz, besteetan erabat estaliz. Ezkutuaren elementu guztiak batera itzaltzen dira nicol gurutzatuetan. Eozenoko espezie guztiek barra bat dute, elipsearen ardatzetako batekiko paralelo edo zeharka, eta gainerako elementuen angelu ezberdinean itzaltzen da, salbu *H. compacta* Bramlette & Wilcoxon, 1967 espeziean. Espezie hau plakolitoaren ertz angeluarrengatik ere bereizten da. *H. seminulum* (Bramlette & Sullivan, 1961) Locker, 1973 eta *H. lophota* Bramlette & Sullivan, 1961 espezieek forma biribildua dute, lehenak erdiko barra ardatz nagusiarekiko paralelo eta bigarrenak ardatz txikiarekiko (2.22 irudia).

9) HELIOLITHACEAE Hay & Mohler, 1967

Familia honetan, ikertutako sekzioetan *Heliolithus* Hay & Mohler, 1967 generoa ageri da soilik, eta Paleozenotik birlandua da. Plakolito zirkular ia laua da, bi edo hiru ezkutu mehe elkarren gainean ipiniak ditu, oso birrefringenteak (2.22 irudia).



2.22 irudia. *Helicosphaera compacta*, *Helicosphaera seminulum*, *Helicosphaera lophota* eta *Heliolithus* sp.-ren irudiak.

10) NÖELAERHABDACEAE Jerkovic, 1970 *emend.* Young & Bown, 1997 eta PRINSIACEAE Hay & Mohler, 1967 *emend.* Young & Bown, 1997

Zati honetan bi familiak batera azalduko dira filogenetikoki erlazionatuak daudelako. Nöelaerhabdaceae familiakoak (*Cribocentrum*, *Cyclicargolithus*, *Dictyococcites* eta *Reticulofenestra*, eta *Emiliana* eta *Gephyrocapsa* genero modernoak) Prinsiaceae familiakoen (*Prinsius* eta *Toweius*) eboluziotik datoz (Perch-Nielsen, 1985b; Agnini et al., 2006). Antzeko ezaugarriak dituzte: Bi ezkutuko plakolitoak dira, eta horma zilindriko bat dute bi ezkutuen artean, elementuzko zikloez osatua. Gehienetan erdiko eremua estua da eta ia estalita dago sare batekin, hormaren parean kokatzen dena. Bi familiak bereizten dira batetik Prinsiaceae-ak Paleozeno eta Eozeno goiztiarrekoak direlako, eta Nöelaerhabdaceae-ak Eozeno goiztiarretik gaur egunera artekoak. Bestetik, Prinsiaceae-tan horma elementuen bi zikloz osatua dago eta Nöelaerhabdaceae-tan bakarraz. Guztietan plakolitoa oso birrefringentea da eta beraz, Calcidiscaceae eta Coccolithaceae familietakoei ez bezala, argi normalarekin eta nicol gurutzatuekin ezkutuen tamaina berdina ikusten da. Gainera, irudi bat erakusten dute erdia itzalita eta lau asparekin, lau beso dextrogiro. Beso hauek luzeagoak dira Nöelaerhabdaceae-tan, eta itzalitako erdigunea zabalagoa da Prinsiaceae-tan.

Cribocentrum Perch-Nielsen, 1971

Plakolito eliptiko edo zirkularrak, erdiko eremu zabalarekin. Horma ziklo bakarrekoa da eta ezkutu distal guztia estaltzen du. Ezkutuko elementuek erdiko area era intermitentean estaltzen dute, batzuk bai eta besteek ez, nicol gurutzatuetan erdiko arean

X berezi baten irudia eratzten delarik. Gainera, lodiera ertaineko sarea du, perforazioekin ala ez, erdiko irudia aldarazten duena, eta horrekin bereizten dira espezieak. Dena den, doktorego honetan *C. reticulatum* (Gartner & Smith, 1967) Perch-Nielsen, 1971 espeziea soilik bereizi da (2.23 irudia).

Cyclicargolithus spp. Bukry 1971

Plakolito zirkular edo ia zirkularrak, elementu ziklo bakarrarekin osatutako horma lodi batekin, ezkutu distala honen gandorreraino estaltzen duena. Ezkutu distala proximala baino handiagoa da. Erdiko eremua sare mehe batek estaltzen du eta elementuak intermitenteki iristen dira erdira. *Cyclicargolithus*-ek estalki bat gehiago du, elementu erradialez osatua, eta erdiko area oso estua edo nulua da (2.23 irudia). Espezieak plakolitoen tamainaren eta sarearen formaren arabera bereizten dira baina lan honetan guztien batura erabili da, antzeko esanahi paleoekologikoa dutelako.

Dictyococcites Black, 1967

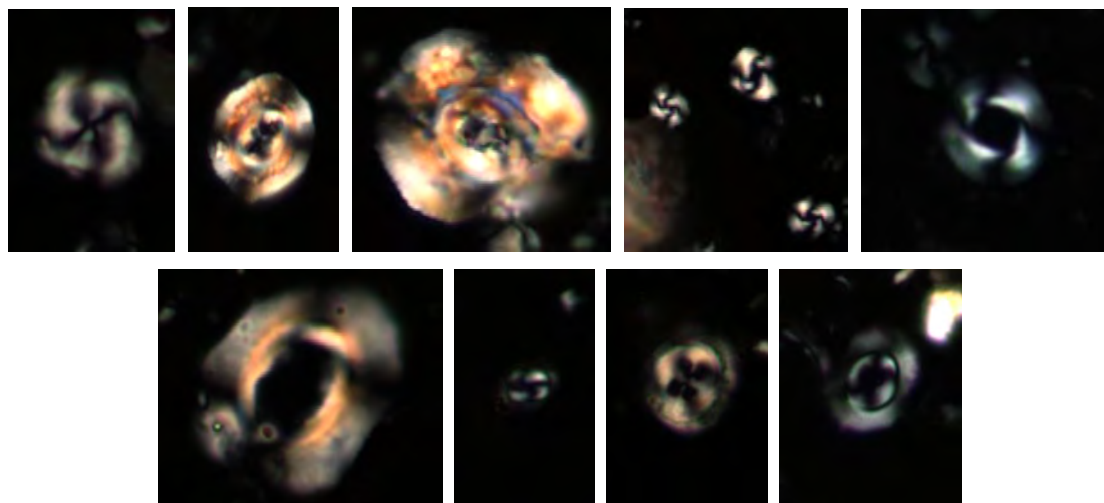
Cyclicargolithus-en oso antzekoak, hormak ezkutu distalaren gandorreraino estaltzen duelarik, sare fin batek erdiko eremua estaltzen duelarik eta elementuak intermitenteki iristen direlarik erdira. Baina hauek eliptikoagoak dira eta horma finagoarekin. Estalki bat ere badute, elementu erradialen zikloz osatua, erdiko eremua oso estua ala nulua bilakatuz. Plakolitoaren tamaina eta sarearen formaren arabera bereizten dira. *Reticulofenestra* eta *Dictyococcites* generoak oso antzekoak dira, eta autore ezberdinek espezie berdinak batean edo bestean sartu dituzte. Lan honetan, IV. kapituluaz azalduko den bezala, zalantzazko espezie guztiak *Reticulofenestra*-tzat hartu dira. Lan honetan genero honetatik *D. bisectus* (Hay et al., 1966) Bukry & Percival, 1971 espeziea soilik bereizi da, handia edo oso handia dena (2.23 irudia).

Prinsius spp. Hay & Mohler, 1967

Plakolito eliptiko txikiak horma ez oso nabarmenarekin, elementuzko bi zikloz osatua. Erdiko area alde batetik elementu erradialez estalia dago sarearen ordez (2.23 irudia). Paleozeno eta Eozeno goiztiarreko fosilak dira, birlanduak ikertutako sekzioetan, baina materialak Zenoikotik datozela finkatzeko erabilgarriak.

Reticulofenestra Hay et al., 1966

Plakolito eliptiko edo ia zirkularrak, erdiko eremu zabalarekin eta ezkutu distala gandorreraino estaltzen duen lodiera ertaineko hormarekin, elementuen ziklo bakarraz osatua. Ezkutu distala proximala baino handiagoa da. Erdiko eremua sare oso fin batek estaltzen du. Espezieak plakolitoaren tamaina, erdiko eremuaren zabalera eta hormaren lodieraren arabera bereizten dira. Lan honetan <5 μm -tik beherako *Reticulofenestra* guztiak talde berean sartu dira. 5 eta 12 μm artekoetan, % 99-a *R. dictyoda* Deflandre in Deflandre & Fert, 1954 dira, zertxobait eliptikoa den espeziea, mikroskopioan bereizten ez den sare finarekin eta erdiko eremu estuago edo zabalagoarekin (2.23 irudia). *R. umbilicus* (Levin, 1965) Martini & Ritzkowski, 1968 espeziea ere bereizi da, oso handia eta erdiko eremu oso zabalarekin (2.23 irudia).



2.23 irudia. *Cribocentrum reticulatum*, *Cyclicargolithus* sp., *Dictyococcites bisectus*, <5 μm -ko *Reticulofenestra* sp., *Reticulofenestra dictyoda*, *Reticulofenestra umbilicus*, <5 μm -ko *Toweius* sp., *Toweius pertusus* eta *Toweius callosus*-en irudiak.

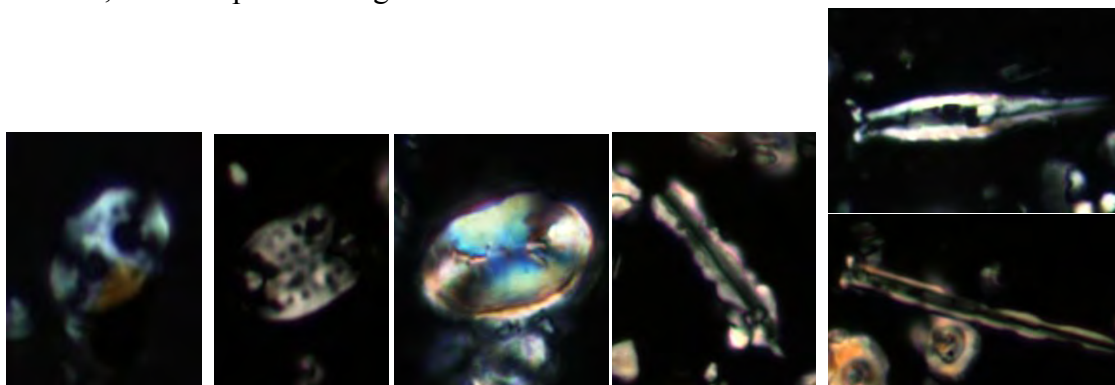
Toweius Hay & Mohler, 1967

Plakolito eliptiko edo zirkularrak, elementuzko bi zikloz osatutako horma oso nabarmen batekin. Erdiko eremu estua sare lodi batez estalia dago, batzuetan perforazioekin. Espezieak bereizteko sarearen forma eta lodiera, perforazioak, plakolitoaren tamaina eta forma orokorra erabiltzen dira. Lan honetan 5 μm -tik beherako *Toweius* guztiak talde berean sartu dira. >5 μm -koen artean ere, espezie guztiek afinitate paleoekologiko berdina dute eta interpretazioak egiteko elkartu egin dira. Hala ere, ugarienak *T. pertusus* (Sullivan, 1965) Romein, 1979 dira, ertainak eta

perforazio ugaridun sare lodidunak. *T. callosus* Perch-Nielsen, 1971 ere ugaria da, ertaina eta mikroskopioan bereizten ez den sare oso finarekin, erdiko eremu zabala erakutsiz (2.23 irudia).

11) PONTOSPHAERACEAE Lemmermann, 1908

Ikertutako sekzioetan *Pontosphaera* Lemmermann, 1908 soilik ageri da. Bi ezkutu mehedun murolitoak dira, erdiko eremu oso zabalarekin, normalean plaka batez estalia (2.24 irudia). Plaka elementu erradial txikiz osatua dago alde proximalean eta zentrukidez distalean. Batzutan ez dute eremu osoa estaltzen eta bi hutsune geratzen dira elementu berdinez osatutako zubi batez bereziak. Plakak perforazioak ala depresioak izan ditzake. Ezkutuen ertzetan, perpendikularki eraztun bat hazten da, baina pausatzean ezkutuen planoarekiko paralelo pausatzen direnez, eraztuna ez da bereizten mikroskopioan. Espezieak ezkutuen formaren eta erdiko plakaren gehigarrien arabera bereizten dira. Espezie ugari identifikatu dira, baina ez dira bereiziko deskribapen honetan, afinitate paleoekologiko berdina dutelako.



2.24 irudia. *Pontosphaera pulchra*, *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera plana*, *Pseudotriquetrorhabdulus* sp., *Blackites inflatus* (goian) eta *Blackites spinosus*-en (behean) irudiak.

12) RHABDOSPHAERACEAE Haeckel, 1894

Planolitoak dira, arantza perpendikular luze batekin. Normalean alboz pausatzen dira eta arantza da bereizten dena (ingelesez *central process* deitua). Planolitoak ezkutu bat ala bi eta erdiko eremu estua du. Elementuak erdiko eremuaren inguruan lotzen zaizkio ezkutuari eta handik perpendikularrean hazten dira, puntan amaitzen den lepo zilindriko bat osatuz (Perch-Nielsen, 1971; Aubry, 1984). *Pseudotriquetrorhabdulus* Lipps, 1969

generoak haritzaren hostoaren forma du, arantzako elementu prismatikoen arteko tamaina ezberdintasunagatik. Aldiz, ez dago kriterio argirik *Blackites* Hay & Towe, 1962 eta *Rhabdosphaera* Haeckel, 1894 generoak bereizteko; espezieak beren artean arantzaren forma, luzera, lodiera eta puntaren arabera bereizten dira, eta genero bat ala bestean sailkatzen dira. Lan honetan espezie ugari desberdinu dira, baina denak *Blackites* spp. kontsideratu dira, afinitate ekologiko berdintsua dutelako. Bai bereizi da *B. inflatus* (Bramlette & Sullivan, 1961) Kapellos & Schaub, 1973 espeziea, bioestratigrafiarako oso erabilgarria baita, nahiz eta analisi paleoekologikoan beste espezieei gehitu zaien. Luzea da eta puntan amaitzen da, baina arantzaren erdialdean hodia zabaldu egiten da itxura globotsua hartuz (2.24 irudia).

13) SPHENOLITHACEAE Deflandre, 1952

Sphenolithus Deflandre, 1952 da familiako genero bakarra. Oinarrian ezkutu bat dute eta perpendikularki hazten dira. Lehenik elementuzko zirkunferentzia bat dute, lepo deitua, bira bat edo gehiagorekin. Ondoren egitura apikala zilindrikoa da, elementu iladez osatua, modu zuzenean edo kurbatuan kokatuak. Elementuak gehiago ala gutxiago kanporatu daitezke, zilindroari itxura angelutsua ala lisoa emanez, hurrenez hurren. Zilindroaren amaierak arantza bat edo gehiago izan ditzake, punta mota ezberdinekin. Espezieak bereizteko puntaren forma (domoa, konoa, arantzatsua...), egitura apikalaren forma, lepoaren lodiera edo nicol gurutzatuetan elementuak itzaltzeko modua erabil daitezke. Espezie batzuk ugariak dira ikertutako sekzioetan: *S. moriformis* (Bronnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967 ia ekidimentsionala da, ez du arantzarik eta elementuak asko kanporatzen dira egitura apikaletik itxura angelutsua emanez; *S. radians* Defandre in Grasse, 1952 espezieak arantza luzea du, nanolitoaren 2/3-eko luzera hartuz; *S. spiniger* Bukry, 1971 txikia da, egitura apikalen ertz lisoekin eta puntan amaitzen den arantza lodiarekin, nanolitoaren luzeraren ia erdia hartzen duena; *S. furcatolithoides* Locker, 1967 luzea da eta arantza bifurkatua du, egitura apikala baino 10 aldiz luzeagoa izatera iritsi daitekeelarik; *S. editus* Perch-Nielsen in Perch-Nielsen et al., 1978 txikia da, lepoa egitura apikal angelutsua baino estuagoa du, eta arantza estua egitura apikalaren antzeko luzerakoa (2.25 irudia).

14) ZYGODISCACEAE Hay& Mohler, 1967

Murolito eliptikoak, ezkutu estu bat edo birekin, elementu erradialen ziklo bakarraz osatuak eta erdiko eremu oso zabalekoak. Genero guztiek barrak dituzte erdiko eremuan.

Lophodolithus spp. Deflandre in Deflandre & Fert, 1954

Forma asimetrikoko bi ezkutu dituzte eta batzuetan elipsearen puntetako batean elementu luzeago batzuk. Ardatz txikiarekiko paraleloa den barra bat dute erdian (2.25 irudia). Espezieak ezkutu eta barraren forma eta lodieraren arabera bereizten dira, baina lan honetan ez dira bereizi, afinitate paleoekologiko berdina dutelako.

Neochiastozygus spp. Perch-Nielsen, 1971

Bi ezkutu dituzte eta bi barra erdialdean, X bat eratuz, barra bakoitza elkarri lotutako bi elementu prismatikoz osatua (2.25 irudia). Oso birrefringenteak dira. Espezieak ezkutu eta barraren forma eta lodieraren arabera bereizten dira, baina lan honetan ez dira bereizi, afinitate paleoekologiko berdina dutelako.

Neococcolithes spp. Sujkowski, 1931

Ezkutu bakarra dute eta bi barra X edo H forma eratuz (2.25 irudia). Espezieak barren formaren eta elipsearen lodieraren eta punta moten arabera bereizten dira. Lan honetan identifikatu dira espezie ezberdinak baina ez dira deskribatuko, antzerako afinitate paleoekologikoa dutelako.

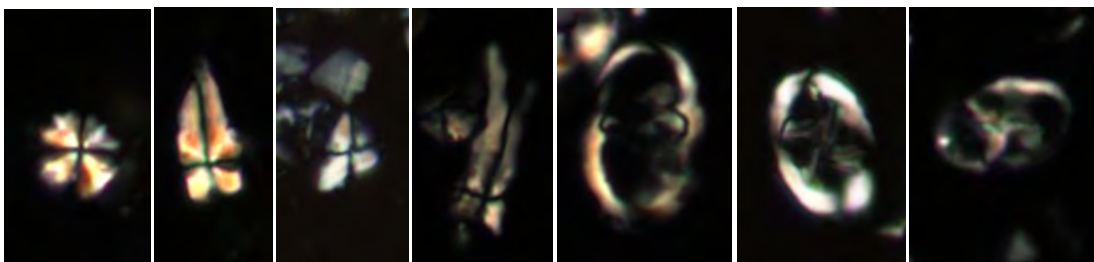


Fig. 2.25. Sphenolithus moriformis, Sphenolithus radians, Sphenolithus spiniger, Sphenolithus furcatolithoides, Lophodolithus sp., Neochiastozygus sp. eta Neococcolithes sp.-ren irudiak.

15) *INCERTAE SEDIS* GENEROAK

Ellipsolithus spp. Sullivan, 1964

Plakolito berezi bat da, filogenetikoki beste genero batekin erlazionatu gabea. Mesozoikoko generoren baten kate-maila galdua dela uste da, Paleozeno eta Eozeno goiztiarrean soilik agertzen direnez (Perch-Nielsen, 1985b). Bi ezkutu eliptiko edo oso eliptiko dituzte, distala oso zabala eta birrefringentea, proximala estuagoa, eta erdiko eremua zabala da, normalean plaka batez estalia, perforazioekin edo gabe. Plaka hau elementu zentrukidez osatua dago eta batzuetan elipsearen ardatza nagusiarekiko paraleloak elementu ilara batzuk kokatzen dira (2.26 irudia). Espezieak ez dira bereizi lan honetarako.

Markalius spp. Bramlette & Martini, 1964

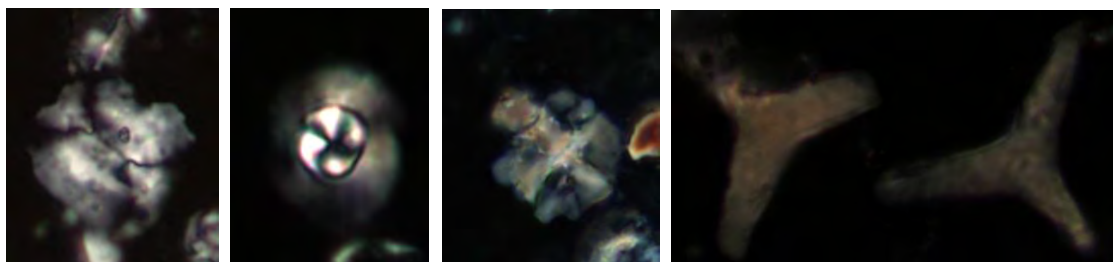
Mesozoikotik biziraun zuen espeziea da eta familiako azkena, ondorengorik gabe. Plakolito zirkularrak dira, Calcidiscaceae-en antzekoak, ezkutu proximal oso zabal eta birrefringentzia baxukoarekin, nicol gurutzatuetan ikusteko zaila, elementuzko bi zikloz osatua. Ezkutu distala estuagoa da erdiko eremu estu baten inguruan. Espezie batzuk erdiko eremua elementu erradialez estalia dute eta errazago bereizten dira (2.26 irudia). Identifikatu diren espezieak ez dira deskribatuko, ez baitira interpretazio paleoekologikoetarako erabili.

Nannotetrina Achuthan & Stradner, 1969

Gurutze bat osatzen duten lau besoz osatutako nanolitoak, beso bakoitza puntan amaituz. Besoen arteko espazioa elementuz estalia egon daiteke. Formaren arabera bereizten dira espezieak. Ikertutako sekzioetan *N. cristata* (Martini, 1958) Perch-Nielsen, 1971 bakarrik dago, zeinaren besoen arteko eremu osoa kaltzitazko plakez estalia dagoen (2.26 irudia). Zenbait autore orain genero hau Zygodiscaceae familiarekin erlazionatzen ari dira.

Tribrachiatus Shamrai, 1963

Hiru besoz osatutako nanolitoak. Espezieak besoen arteko angeluen eta punta motaren arabera bereizten dira. Ikertutako sekzioetan *T. orthostylus* Shamrai, 1963 espeziea bakarrik dago, zeinaren besoak puntan amaitzen diren (2.26 irudia).



2.26 irudia. Ellipsolithus sp., Markalius inversus, Nannotetrina cristata eta Tribrachiatus orthostylus-en irudiak.

2.5. TESI HONETAN NANOFOSIL KARETSUETATIK LORTUTAKO INFORMAZIOA

2.5.1. BIOESTRATIGRAFIA

Nanofosil karetsuek eremu ozeaniko zabalak hartzen dituzte, beren ekoizpena handia da eta ingurugiroan gertatzen diren aldaketek azkar eragiten diete. Hori dela eta, edozein morfologia edo asoziazioetako espezieen proportzio aldaketa berehala erregistratzen da eta munduko leku askotan korrelazionatu daiteke. Beraz nanofosil karetsuak tresna egokienak dira bioestratigrafiarako (arroken datazioa fosilez bidez eta denbora geologikoa unitate erlatiboetan zatitzea) eta gertakariak datatzeko erabil daitezke. Zenozoiko osoa, duela 66 Mu-tik hona, 46 biozonatan banatua dago Martini-ren (1971) arabera, NP (Nannoplankton Paleogene) eta NN (Nannoplankton Neogene) siglekin eta orden kronologikoaren arabera zenbakiekin. Okada & Bukry-k (1980) 34 biozonatan eta 45 subzonatan banatu zuten, CP (Coccoliths Paleogene) eta CN (Coccoliths Neogene) siglak erabiliz, eta kronologikoki ordenatutako zenbakiekin. Ondorengo lanetan, Agnini et al.-ena (2014) da garrantzitsuena, biozona batzuren hedapen tenporala modifikatu baitzuten eta biozona berri batzuk txertatu, Tethys ozeanoko sedimentuak erabiliz. Doktorego tesi honetan egindako lan bat ikertutako sekzioak nanofosil karetsuen zein biozonatan kokatzen diren determinatzea izan da.

2.5.2. EOZENOKO TALDEEI BURUZKO KONTSIDERAZIO (PALEO)EKOLOGIKOAK

Aktualismoaren Printzipiotik abiatuta, Eozenoko nanofosil karetsuen eta gaur egungo taldeen arteko antzekotasunak kontuan hartuta eta taxoi bakoitza ageri den arroken datu geokimiko eta sedimentologikoetan oinarrituta, hainbat autore iraganeko nanofosil karetsu taldeak zein baldintzatan bizi ziren berreraikitzen saiatu dira (e.g. Aubry, 1992, 1998; Bralower, 2002; Bown et al., 2004; Agnini et al., 2007). Doktorego tesi honetako nanofosil karetsuen interpretazio paleoekologikoa, Eozenoko taxoien afinitate paleoekologikoari buruz aurretiaz esan den guztian oinarritua dago. Jarraian adierazita daude ikertutako sekzioetan ugari diren taxoiek adierazten duten paleoingurugiroa. Ondoren, datu geokimikoek eta beste organismoek ikertutako sekzioetan emandako emaitzekin egindako paleoingurugiroaren interpretazioarekin kontrastatu dira taxoi hauen ugaritasun aldaketak.

Temperatura altuko eta oligotrofiako taxoiak: Ozeano irekian eta latitude baxuetan ur bero, kristalino eta uhertasun eta elikagai gutxikoak daude. Ingurune hauetara egokitutako nanofosil karetsuak k-estrategak dira, eta Eozenoan esanguratsuenak *Discoaster* (Aubry, 1998; Bralower, 2002; Agnini et al., 2006), *Ericsonia* eta *Heliolithus* ziren (Aubry, 1998; Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004; Agnini et al., 2007). *Sphenolithus*-ek ere ur bero eta oligotrofikoekin afinitatea zuen, baina bere hedapen geografikoa normalean ertz kontinentalera mugatzen zen (Deflandre, 1952; Bralower, 2002; Gibbs et al., 2004; 2006; Villa et al., 2008; Toffanin et al., 2011). *Fasciculithus* eta *Zygrhablithus bijugatus* ere autore askok temperatura altuko eta oligotrofiako taxoitzat dituzte, baina hau ez dago guztiz definitua. Izatez, temperatura baino gehiago, bi taxoi hauentzat garrantzitsuena uraren argitasuna zela dirudi, ur sakonagoetan bizi zirela uste delako (Gartner & Bukry, 1969; Wei & Wise, 1990; Agnini et al., 2007). Azkenik, *Calcidiscus*, *Umbilicosphaera*, *Blackites-Rhabdosphaera* eta *Neococcolithes* ere temperatura altukotzat hartu dituzte zenbait autorek (Deflandre & Fert, 1954; Hay & Towe, 1962; Bramlette & Sullivan, 1961).

Asoziazio eutrofikoak: Prinsiaceae eta Nöelaerhabdaceae familietako genero guztiak (*Prinsius*, *Toweius*, *Cribocentrum*, *Dictyococcites*, *Reticulofenestra* eta *Cyclicargolithus*) baldintza meso/eutrofikoarekin lotzen dira, beren oinordeko *Emiliania* eta *Gephyrocapsa* bezala. r-estrategak ziren eta ur uherretan bizi ziren,

konkretuki *upwelling* eta deskarga kontinentaleko eremuetan (Okada & Honjo, 1973, Flores et al., 1995; Tremolada & Bralower, 2004; Stoll et al., 2007). Espezie txikienak kontinentetik gertuago bizi ziren; handienak kosmopolitak ziren, ozeano irekian ere ugariak (Villa & Persico, 2006; Mutterlose et al., 2007; Toffanin et al., 2011). Beste genero batzuk ere baldintza meso-eutrofikoekin lotzen dira, baina batez ere baldintza oligotrofikoetan ageri ez zirelako. Plakolito gehienak talde honetan daude: *Coccolithus*, *Campylosphaera*, *Clausicoccus*, *Chiasmolithus*, *Cruciplacolithus* eta *Markalius* (Aubry, 1998; Dedert et al., 2012; Schneider et al., 2011).

Latitude altuko asoziazioak: Latitude altuetako eta ur hotzetako genero klasikoak *Chiasmolithus*, *Prinsius* eta *Neochiastozygus* ziren (Perch-Nielsen, 1985b; Gibbs et al., 2006; Villa et al., 2008; Schneider et al., 2011). Gainera, genero kosmopolitak ere latitude altuetan ugari izan ohi ziren, esaterako *Toweius*, *Reticulofenestra* eta *Coccolithus* (Bukry, 1973; Schneider et al., 2011).

Asoziazio proximalak (kontinentetik gertukoak): *Braarudosphaera* generoa kontinentearen gertutasunaren erakuslea da eta *Sphenolithus* ere ugaria zen sakonera txikian metatutako chert-etan (Deflandre, 1947; 1952; Bukry, 1971). Hauei gehitu dakizkieke *Lanternithus*, *Helicosphaera*, *Pontosphaera*, *Neococcolithes*, *Pseudotriquetrorhabdulus*, *Blackites-Rhabdosphaera*, *Pemma* eta *Micrantholithus* (Deflandre, 1947; McIntyre & Bé, 1967; Black, 1971; Perch-Nielsen, 1985b; Monechi et al., 2000; Lupi & Wise, 2006; Henderiks, 2008; Villa et al., 2008; Pälke et al., 2010; Maravelis & Zelilidis, 2012; King et al., 2013; Khalil & Al-Sawy, 2014). Dena den, genero hauetako gehienak *miscellaneous* dira, kostatik gertuko sekzio batzuetan kopuru handian aurkitu baitira, baina beste batzuetan urriak dira. Honek erakusten du ez zela kontinentearen gertutasuna, baizik eta paleoingurugiro baldintzen aldakortasuna, genero hauek gustuko zutena, esaterako gazitasun aldaketak, ur uherrak eta abar (Perch-Nielsen, 1985b; Green et al., 1998).

Sakoneraren arabera definitutako asoziazioak: *Fasciculithus*, *Discoaster* eta *Zygrhablithus* sakonera erlatiboki altuekin erlazionatu izan dira (Aubry, 1998; Giraldo-Gómez et al., 2016). Uste da beren nanolitoak lodiagoak izatea lotua egon zitekeela pisu handiagoa izan eta uretan hondoratu ahal izatearekin eta sakonera handiagoko presioa jasan ahal izatearekin. Hiru generoek uhertasun gutxiko urekin afinitatea zuten eta hau erlaziona daiteke argia sakonera handiagora iritsi ahal izatearekin. Kontrara, taxoi txiki

eta oportunisten portaera elikagaien ekarpen handiko garaietan azkar ugaltzea zen, <5 µm-ko *Reticulofenestra* eta *Toweius*-ena adibidez. Azkar ugaltzeko argi energia handia behar zuten eta hargatik azaleko uretan bizi ziren (Young, 1994; Mutterlose et al., 2007; Giraldo-Gómez et al., 2016). Tamaina txikiari esker, arinak ziren eta azaleko uretan flotatu zezaketen.

Muturreko baldintzetako asoziazioak: Badaude muturreko baldintzak egon ziren garaiekin erlazionatutako taxoiak. K/T mugan, ia taxoi guztiak desagertu ondoren, *Braarudosphaera* eta *Prinsius*-en eklosioak gertatu ziren (Deflandre, 1947; Roth, 1974; Romein, 1982). PETM-ak ere asoziazio berezia utzi zuen, *Discoaster araneus*, *D. anartios* eta *Rhomboaster* spp.-z osatua (Kahn & Aubry, 2004; Aubry, 2001; Agnini et al., 2006). Azken hauek nanolito deformeak dira, eta Tethys eta Atlantikoko probintzietan eman ziren muturreko gazitasun eta tenperaturen ondorio izan zirela uste da (Jiang & Wise, 2006; Agnini et al., 2007; Mutterlose et al., 2007; Raffi et al., 2009).

Beste kontsiderazio batzuk: *Coccolithus pelagicus* gaur egun latitude altuetako ur hotzetan bizi da, baina Eozenoan ugariagoa zen latitude baxuetan. Oligozenoan gertatu zen latitude altuetarako migrazioa, ez dago argi zergatik (Haq & Lohmann, 1976; Bukry, 1973). *C. formosus* espeziea *Ericsonia* deitua izan da askotan, eta pentsa daiteke ondorioz tenperatura altuaren erakusle izan daitekeela; hala ere, litekeena da kosmopolita izatea (Black, 1964). *Helicosphaera*-ren baitan, gaur egungo espezie ugariena *H. carteri* da, estuarioetan eta deskarga kontinental altuko gunetan bizi dena, baina bereziki klima beroetan. Aitzitik, beste *Helicosphaera* espezie batzuk baldintza zeharo desberdinetan bizi dira (Black, 1971; Wei & Wise, 1990; De Kaenel & Villa, 1996; Cachão et al., 2002), beraz zaila da generoa baldintza konkretu batzuekin lotzea. Honek Eozenoko *Helicosphaera*-ren interpretazioa zailtzen du. Bestalde, *Braarudosphaera* kontinentearen gertutasunaren adierazle izan zen eta bada gaur egun ere, baina badira K/T mugaren ondoren eta Eozenoan zehar ozeano irekiko zenbait sedimentu *Braarudosphaera*-n oso aberatsak (Deflandre, 1947; Bukry, 1981; Lupi & Wise, 2006), eklosioak egin izan balitu bezala. Hargatik, pentsa daiteke genero hau oportunista izan daitekeela, eta kostaldean bizi dela bertan kompetentzia gutxi daukalako (Roth, 1974; Romein, 1982). Azkenik, *Thoracosphaera* dinoflagelatu nanofosil karetsuen artean ageri da eta izaera oportunista eman izan zaio (Schiller, 1930; Deflandre, 1947).

Oharra: Atal honetan Eozenoko talde batzuen paleoekologiari buruzko orokortasunak aipatu dira. Hala ere, ikertutako sekzio bakoitzak bere berezitasunak ditu nanofosil karetsuen asoziazioari dagokionez eta testuinguru paleoklimatiko eta paleoekologikoari dagokionez. Ondorioz, kapitulu honetan aurkeztutako kontsiderazio batzuk errepikatu egingo dira hurrengo kapituluetan, baina horrez gain talde batzuen interpretazio paleoekologikoari buruzko informazio berria ere aurkeztuko da, sekzio bakoitzean bereziak diren taldeei dagokiena.

2.5.3. DISOLUZIOA ETA KALTZIFIKAZIOA

Nanofosil karetsuengandik tesi honetan eskuratu den beste informazio bat kokolitoen CaCO_3 edukia izan da, aldakorra dena kokolito bakoitzak bere bizi zikloan ekoizten duen CaCO_3 kantitatearen arabera (ikus 2.3.2 atala) edo organismoa hil ondoren kokolitoak jasandako disoluzioaren edo birkristaltzearen arabera (ikus 2.3.3 atala). Gertakari hipertermalen ezaugarriak dira ozeanoetako pCO_2 -aren igoera, pH-aren jaitsiera eta CCD eta lisoklinaren igoera, kaltzitazko organismoen disoluzioa bultzatzen dutenak (ikus I. kapitulua). Espezierik sentikorrenak partzialki ala erabat disolbatzen dira, asoziazioetan kontuan izan beharreko aldaketak eraginez. Badaude lisoklinaren azpian metatutako segida sedimentarioak, espezie batzuetan oso aberatsak baina disoluzioaren ebidentzia argiekin. Honetan oinarrituta zehaztu ahal izan da *Discoaster*, *Fasciculithus*, *Coccolithus pelagicus*, *Sphenolithus*, *Dictyococcites* eta $>5 \mu\text{m}$ -ko *Reticulofenestra* spp. disoluzioarekiko erresistenteak direla (Adelseck, 1973; Perch-Nielsen, 1985b; Gibbs et al., 2004; 2010; Tremolada & Bralower, 2004; Raffi & De Bernardi, 2008; Toffanin et al., 2011; Self-Trail et al., 2012; Dedert et al., 2014; Agnini et al., 2015). Aldiz, *Braarudosphaera*, *Helicosphaera*, *Prinsius*, *Toweius*, $<5 \mu\text{m}$ -eko *Reticulofenestra* spp. eta *Zygrhablithus bijugatus* disoluzioari sentikorragoak dira (Gartner & Bukry, 1969; Bukry, 1971; Roth & Thierstein, 1972; Adelseck, 1973; Edwards, 1973; Thierstein, 1980; Perch-Nielsen, 1985b; Monechi et al., 2000; Orue-Etxebarria et al., 2004; Tremolada & Bralower, 2004; Agnini et al., 2007; Jiang & Wise, 2009; Raffi et al., 2009; Pälike et al., 2010; Dedert et al., 2012; Giraldo-Gómez et al., 2016).

Doktorego tesi honetan kokolitoen masa aldaketak ikertu dira hiru sekzioetan. Disoluzioa ala kaltzifikazio gradu ezberdinak jasan zitzaketan espezie konkretuak

hautatu dira lan hau egiteko. Aukeraketaren arrazoiak sekzio bakoitzari dagokion kapituluari (IV, V eta VI) adieraziko dira. Kokolitoen masa aldaketetan oinarrituz, ur ozeanikoetan CaCO_3 -aren orekak jasandako aldaketak deduzitu dira. Honekin guztiarekin, ikertutako nanofosil karetsuak bizi eta sedimentatu ziren eszenatokiak berreraiki ahal izan dira, bai gertakari hipertermalen aurretik, bai bitartean eta bai ondoren ere. Behatutako aldaketen kausa posibleak ere estimatu dira. Prozesu hauek xehetasun handiagoz deskribatuko dira sekzio bakoitzari dagokion kapituluari.

III. KAPITULUA: METODOLOGIA

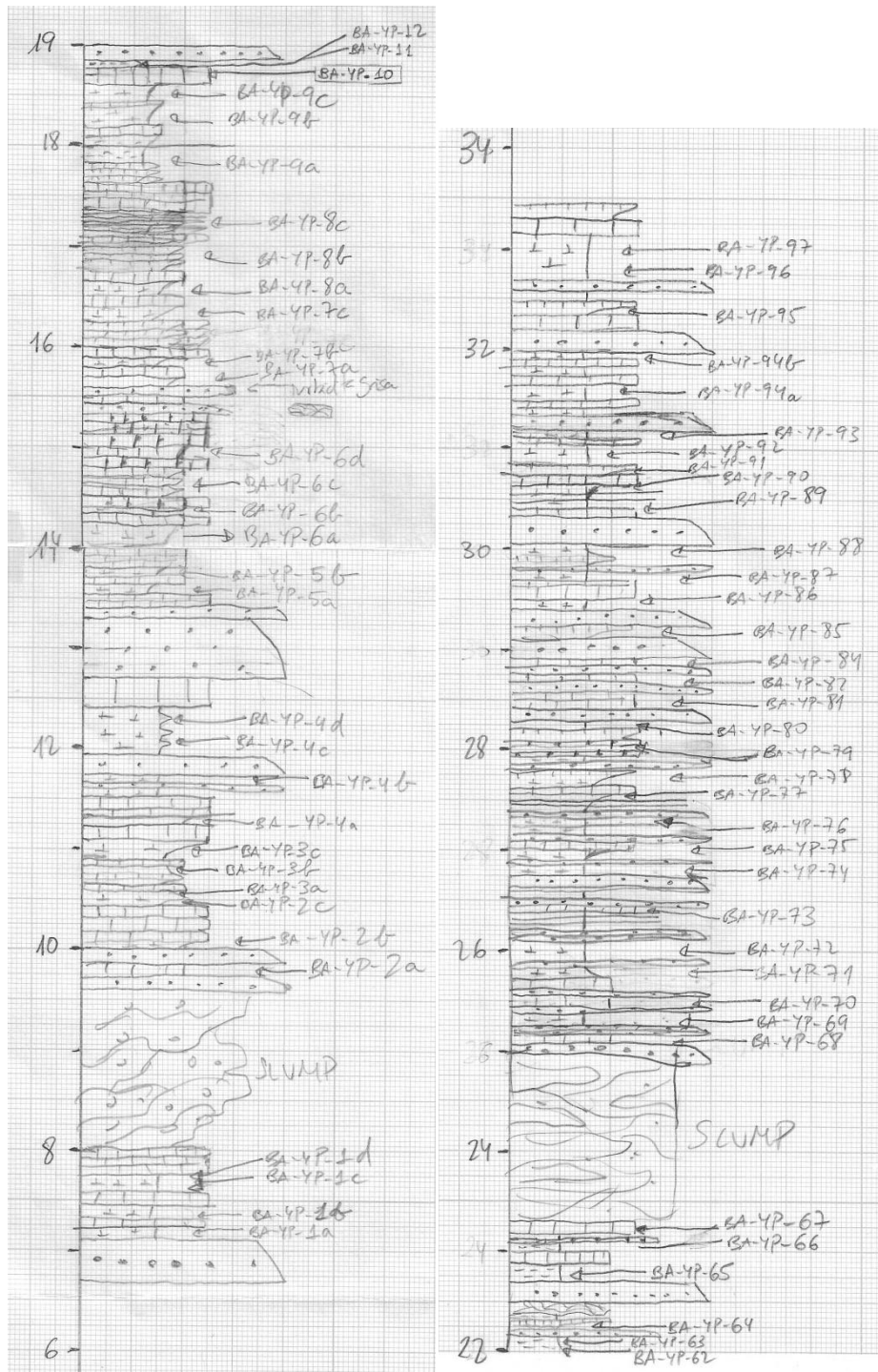
- *Laginketa nanofosil karetsuentzat*
- *Nanofosil karetsuak mikroskopia optiko bidez ikertzeko prestaketa-teknikak*
- *Asoziazioen identifikazioa eta analisisia*
- *Kontserbazioaren determinazioa*
- *Irudien analisisia*
- *Analisi gehigarriak*
- *Emaitzen argitaratzea*

Tarte baten ikerketa nanofosil karetsuen bidez egiteko metodologia lan mota ezberdinez osatua dago. Oro har, tesi honen helburua iraganeko zenbait asaldura klimatiko aztertzea da, eta horretarako garrantzitsua da ezer baino lehen ikertuko den sekzioan aldeaz aurretik eskuratuta dauden eta euren interpretazioaren inguruan dokumentatzea. Horrela, ikertuko den azaleramenduan asaldura klimatikoaren posizioa zein den identifika daiteke, eta beharrezkoak diren ikerketa motak eta komeni den bereizmena zehaztu daitezke, gertatutakoaren xehetasunez ikertzeko.

Arau orokor gisa, iraganeko asaldura klimatikoaren analisirako, ikertu nahi den gertakariaren aurreko, bitarteko eta ondorengo arrokak lagindu behar dira. Lan honetan ikertutako hiru sekzioen kasuan, lehenik xehetasun handiko zutabe estratigrafikoak eraiki eta digitalizatu ziren (3.1 irudia). Zutabe hauek izan dira lagin guztiak kokatzeko oinarria (nagusiki nanofosil karetsuentzat, baina baita isotopo egonkor eta mineralogiarentzat ere, beste batzuen artean). Honek eginiko analisi ezberdinen erreferentziatzko marko bat edukitzeko balio izan du.

Zutabeak altxatzeko eta laginketarako erabilitako xehetasun maila zirkunstantzien arabera aldatzen da, nahiz eta ikertutako gertakari paleoklimatikoak kokatzen diren tarteetan erabilitako bereizmena beti altua izan den. Horrez gain, gertaera klimatikoaren kokapen kronologiko egokia egiteko, denboraren erreferentziatzko marko sendo bat ere behar da.

Emaitzen korrelazioa eta integrazio hobereana egin asmoz, egokiena analisi ezberdinetarako laginketa maila estratigrafiko berdinetan egitea da. Nolanahi ere, laginketa guztiak bereizmen altuan egin ziren, gertakari hipertermalek izan zituzten fase guztiak beren osotasunean erregistratu ahal izateko.



3.1 irudia. Landako zutabe estratigrafikoaren adibidea, Barinatxeko tarte baterako eraikia, non laginak hartu ziren posizioak erakusten diren.

3.1. LAGINKETA NANOFOSIL KARETSUENTZAT

Laginak hartzeko bereizmena erabakitzerako garaian, sedimentazio-tasa eta motari erreparatu behar zaio, ikertutako tartean gertatutako ingurugiro aldaketa guztiak egoki erregistratzeko. Oyambreko sekzioa da turbidita gutxien duena, baina kareharri-tupa txandaketak kontinentearen eragina garrantzitsua dela erakusten du (Martínez-Braceras et al., 2017; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Dagokion kapituluaren deskribatutako den moduan, Oyambrerako eginiko eredu astrokronologikoetan oinarrituta, nanofosil karetsuentzako laginketa 6 cm-ko batezbesteko tartekatzearekin egitea nahikoa zela erabaki zen, 2 ku-ko denbora tartea balioko lukeena. Horrela, 256 lagin hartu ziren, bai kareharrietan bai tupetan. Barinatxe eta Gorrondatxeko sedimentazio-tasa altuagoa izan zen, beste gauzen artean turbiditen tartekatze ugariak zirela eta, beraz laginketarako tartekatzea handiagoa izan zen, beti ere eskuragarri zeuden eredu kronologikoetan oinarrituta. Barinatxeren kasuan, 125 lagin hartu ziren kareharri eta tupa hemipelagikoetan, eta asaldura klimatikoan bertan bereizmena 7 cm-koa izan zen (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018a), 2 ku inguruko denbora tartearen baliokidea (Payros et al., 2015). Gorrondatxan 124 lagin hartu ziren kareharri eta tupa hemipelagikoetan eta bereizmena 30 cm-koa izan zen gertakari hipertermalean zehar (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2017a), 2.5 ku inguruko denbora tartearen baliokidea (Payros et al., 2009, 2012).

Aztertutako sekzioak kareharri-tupa txandaketaz eta noizbehinkako turbidita hareatsuen tartekatzeaz osatuta daude, nanofosil karetsuak litologia guztietan daudelarik. Turbiditak sedimentuaren birmobilizazioaren ondorio dira, heredatutako osagaiak kantitate handian eduki ohi dituzte, eta hauek ez dute une horretako ingurumenari buruzko informaziorik ematen. Hargatik, turbiditen eragina zuten sedimentuak ez ziren lagindu. Tupak eta kareharriak, aldiz, energia baxuagoko egoeran metatzen dira, eta korronteez ekarritako nanofosil birlanduak edukitzeko probabilitate txikiagoa dute. Hala ere, uhertasun korronteez material fina uzten dute esekiduran, sedimentatzeko denbora jakin bat behar duena. Hori dela eta, turbiditen gaineko tupek ere material heredatu ugari izan dezakete. Bestalde, kareharriek zementaziozko prozesu diagenetiko sendoak jasaten dituzte, eta zailagoa da bere osagaiak banantzea. Honenbestez, nanofosilen laginak tupen goialdean hartzeko ahalegina egin zen, ia-ia

ondoren zetorren kareharriarekiko mugan, azpiko turbiditen eragina ahalik eta txikiena izateko, baina lagina erraz disgregatzeko. Horretarako, laginketaren tartekatzea zertxobait modifikatu zen.

3.2. NANOFOSIL KARETSUAK MIKROSKOPIO OPTIKO BIDEZ IKERTZEKO PRESTAKETA TEKNIKAK

Landan jasotako 505 arroka laginetatik 490 *smear slide* prestatu ziren; nanofosil karetsuak atxikita geratzen diren xafla gardena izendatzeko termino anglosaxoia da. 110 *smear slide* prestatu ziren Barinatzen, 124 Gorrondatzen eta 256 Oyambren, gero argi polarizatuko mikroskopioan aztertzeko. *Smear slide*-en prestaketak kristalezko xafla baten gainean lagina homogeneouski barreiatzean datza, Flores & Sierro-k (1997) proposatutako dekantazio teknika erabiliz. Xaflak Euskal Herriko Unibertsitateko Zientzia eta Teknologia Fakultateko Estratigrafia eta Paleontologiako laborategian prestatu ziren. Prestakuntza hurrengo urratsetan egin zen:

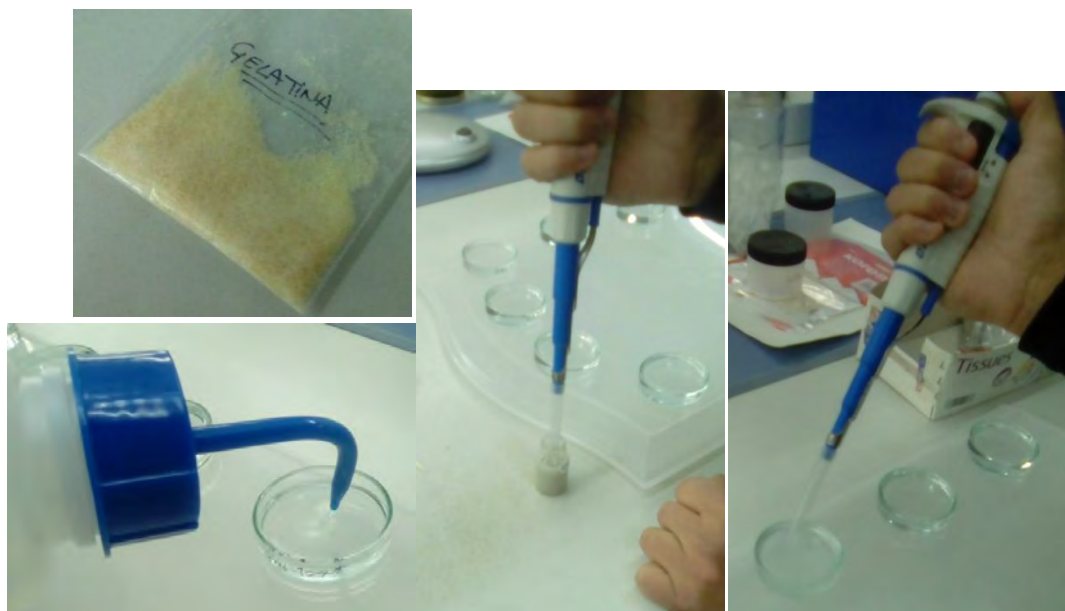
1) Lagina lehortu. Horretarako landan hartutako arroka laginaren nukleoa bereizten da, ahalik eta freskoena, eta poltsa txiki batean ipini. Kutsadura ekiditea garrantzitsua da, beraz nukleoa erauzteko erabilitako espatula edo mailuak eta latexezko eskularruak HCl-zko soluzio diluitu batean pasa behar dira lagin eta lagin artean, atxikita geratutako karbonatoa disolba dadin. Poltsa txikiak irekita ipintzen dira kutxa batean, eta hau labean 24 orduz edukitzen da 50°C inguruko tenperaturan.

2) 10 mililitroko (mL) flaskoak prestatu laginarekin eta ur tanponatuarekin. Hiru dezimaldun balantza eta espatula erabiliz, lagin bakoitzaren 0.2 g erauzi eta 10 mL-ko edukierako flaskoan ipintzen dira. Lagin eta lagin artean espatula HCl-zko soluzio diluituan pasatzen da. Jarraian, 10 mL ur tanponatu gehitzen dira. Hau aurrez prestatutako soluzio bat da, 1 L ur destilatu, 0.2 g NaHCO₃ hauts eta 0.15 g Na₂CO₃

hauts nahastuz prestatzen dena. Ur tanponatuaren funtzioa lagina ahalik eta gehien sakabanatzea da, partikulen arteko loturak hautsiz.

3) Lagina sakabanatu. Lagina gutxi trinkotua badago, ur tanponatuan gau batean zehar uztea nahikoa da sakabanatzeko. Baina sakabanatzen ez den kasuetan, lagina ultrasoinu makina batetik pasatzen da.

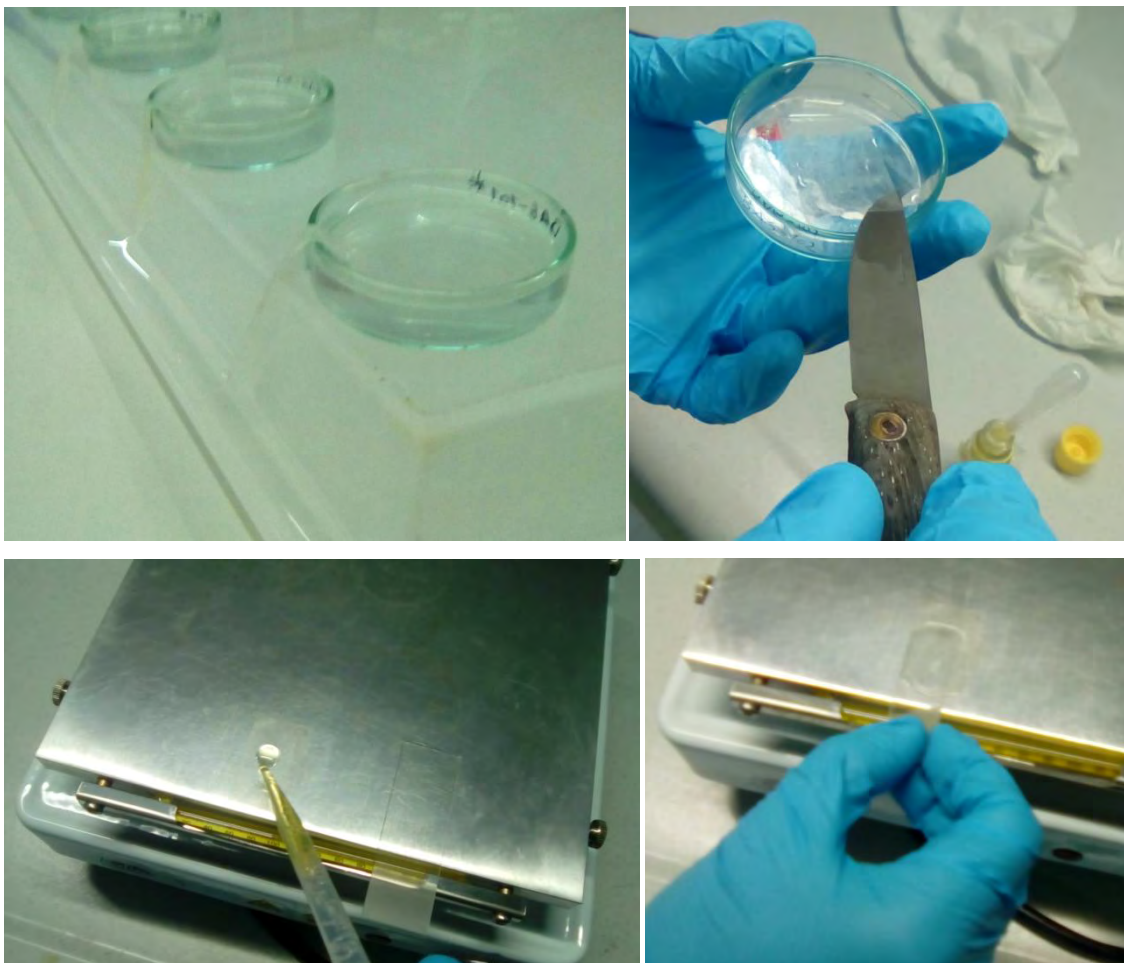
4) Lagina *smear slide*-aren estalkian barreiatu. Helburua lagina estalkia homogeneouski barreiatzea da, ondoren *smear slide*-aren portari itsasten zaiona, mikroskopia optikoan behatu ahal izateko. Horretarako, estalkia 10 mL-ko bolumena duen Petri kapsularen oinarrian kokatzen da (3.2 irudia). Ondoren, kapsula “gelatina” deritzon soluzio batekin betetzen da, partikulen gainazal tentsioa murriztu eta disoluzio instrumentala ekiditeko. “Gelatina” hau berotutako ur tanponatuari *gelatina* deritzon sustantziaren 0.08 g gehituta lortzen da (3.2 irudia), eta gero hozkailu batean ipintzen da, Petri kapsulak betetzerakoan hotza egon behar baitu. Honekin lortzen da dekantatzen ari den bitartean soluzioa ahalik eta tenperatura baxuenean egotea eta ez lurruntzea. Segidan, lagina kapsulan barreiatzen da, gehienetan 30 kapsulako tandatan, Discovery Comfort mikropipeta erabiliz (3.2 irudia). Flaskoetatik 200 μ L zurgatzen dira eta Petri kapsulako soluzioan kanporatzen dira ponpatuz eta zurgatuz intermitenteki, lagina soluzioan homogeneouski banatua egon arte (3.2 irudia). Azkenik, gau osoan zehar egonean uzten da.



3.2 irudia. Ezkerrean, goian, gelatina produktua. Ezkerrean, behean, estalkiaren kokapena Petri kapsulan eta “gelatina” produktuarekin betetzea. Erdian eta eskuinean, mikropipeta bidezko laginaren erauzketa eta ponpatzea.

5) Gau batez dekantatzen utzi ostein, paper zatien muturrak sartzen dira kapsulan, ur guztia zurgatu eta ontzitik ateratzeko (3.3 irudia). Ur guztia erauzi ondoren, kapsularen hondoan dagoen estalkia lehortzen uzten da, ahalik eta denbora gutxienean, hauts partikulak eror ez daitezten.

6) Espatula batekin estalkia erauzten da eta bero-plantxa batean kokatzen da 95°C ingurura (3.3 irudia). Canadako baltsamoan % 75 eta xilenoan % 25 den soluzio itsasgarri baten bi tanta gehitzen zaizkio (xilenoak baltsamoa arintzen du). Segundo batzuek itxaroten da tantak barreiatzeko eta ondoren portarekin estaltzen da. Azkenik, labean ipintzen da *smear slide*-a bi egunez 95°C ingurura, itsasgarria lehortu dadin.



3.3 irudia. Goian, ezkerrean, soluzioaren erauzketa paper zatitxoekin. Gainerakoetan, itsasgarria gehitzeko eta estalkia portarekin itsasteko prozesua.

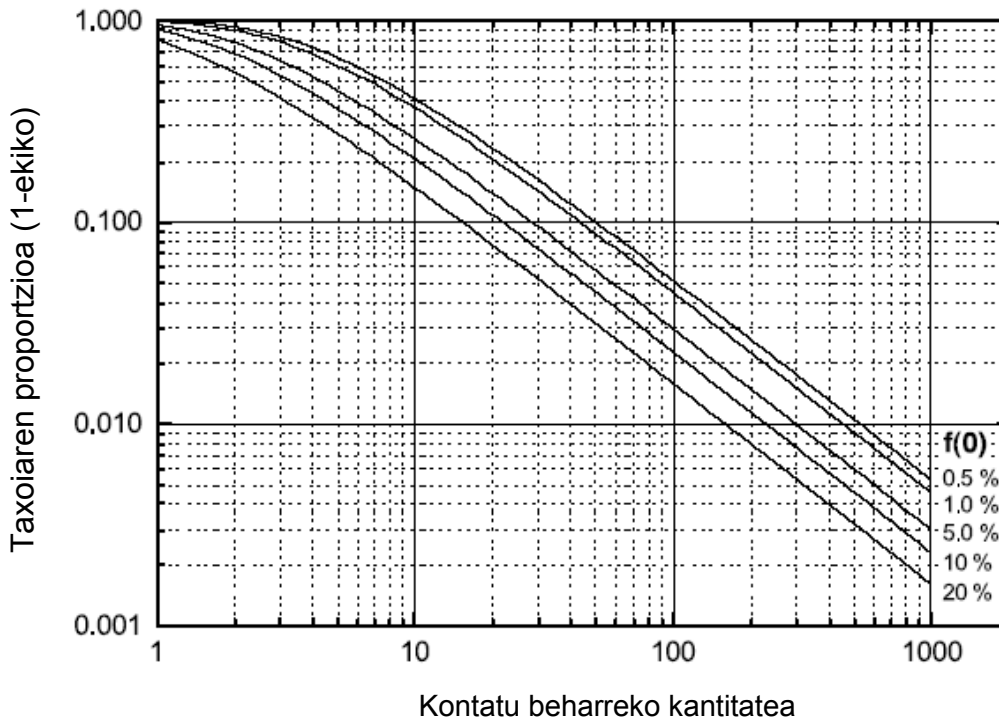
3.3. ASOZIAZIOEN IDENTIFIKAZIOA ETA ANALISIA

Gauzatutako bi lan nagusietako bat nanofosil karetsu taxoiaren eta taldeen identifikazioa eta beren asoziazioaren analisia izan da, UPV/EHU-ko Estratigrafi eta Paleontologia Saileko Leica DMLP mikroskopioa erabiliz. Nanofosil karetsuak gardenak ikusten dira, tonu berdexkarekin *Discoaster* bezalako taxoi lodien kasuan. Nicol gurutzatuekin kokolito eta nanolito gehien elementuek intentsitate gradu ezberdineko kolore zuria erakusten dute, baina lodienak kolore hori eta laranja ematera irits daitezke (ikus 2.4.1 atala). Objektiboan erabilitako handiagotzea x100-ekoa da eta okulareetan x12.5-ekoa, beraz bien konbinazioak x1250-eko handiagotzea ematen du. Mikroskopioan erabiltzen den ikusmen eremua zirkularra da, eta erabilitako handiagotzearekin ikusmen eremuaren diametroa 64 μm -koa da. Aldiz, memoria honetan txertatu diren irudiak laukizuzenak dira, argazkiak egiten dituen gailuaren ikusmen eremua laukizuzena delako.

Mikroskopioko lehenengo lana xafla meheetan dauden taxoiak identifikatzea da. Horretarako, ikertutako gertakari hipertermalen garaian existitu ziren taxoiekin katalogo bat prestatu zen, lau iturri nagusi erabiliz: (1) Nannotax web orria (<http://www.mikrotax.org/Nannotax3/index.php?dir=Coccolithophores>); (2) Nannoware katalogo digitala (Cenozoic Nannoware Database Version 2004.1.3, International Nannoplankton Association & Florida State University); (3) Perch-Nielsen-en (1985b) "Cenozoic Calcareous Nannofossils" kapituluak; eta (4) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy liburua (Bown, 1998). Taxoi bakoitzaren hedapen tenporala katalogo hauetan ageri diren erreferentzia bibliografikoetan konprobatu zen.

Asoziazioaren analisiaren helburuak (i) sedimentuaren frakzio konkretu batean ageri diren kokolito eta nanolito kantitatea determinatzea eta (ii) taxoi bakoitza nanofosil karetsuen kantitate totalarekiko zein proportziotan ageri den kalkulatzeko dira. Ondoren segida estratigrafikoan zehar proportzio hauek nola aldatzen diren aztertzen da. Kalkulua fidagarria izan dadin, Denison & Hay-k (1967) lagineko 500 banako kontatu behar direla zehaztu zuten. Horrela ziurtatzen da asoziazioan % 1-etik gora ageri diren taxoi guztiak gutxienez behin agertuko direla ikusmen eremuan (3.4 irudian). Gure

kasuan, lehenik 500 nanofosil karetsu kontatu ziren lagineko. Horrela, taxoi nagusien proportzioak (% 10-etik gorako ugaritasuna zutenak) kantitate errealerako asko hurbitzen dira. Aitzitik, %10-a baino gutxiago diren taxoiaren kontaketa okerra izan daiteke, xaflan banantzean gune batzuetan pilatu daitezkeelako. Ondorioz, bigarren kontaketa bat egin zen lagin bakoitzean, % 10-a baino gutxiago ziren taxoiaren 500 banako kontatuz, eta ondoren hasieran kontatutako 500-ekiko zein proportzio izango zuketuen kalkulatu.



3.4 irudia. *Denisson & Hay-ren (1967) grafikoa, asoziazioen analisi adierazgarria egiteko kontatu beharreko banako kopurua kalkulatzeko balio duena.*

Sedimentuaren frakzio bateko nanofosil kantitatea estimatzeko, xafla mehearen azalera konkretu batean zenbat banako dauden kalkulatu da, gure kasuan mm^2 1-ean. Ikusmen eremu bakoitzean dagoen nanofosil kantitatearen batezbestekoa kalkulatu, eta mm^2 1-ek zenbat ikusmen eremuren azalera duen jakinik, formula hau baino ez da aplikatu behar:

$$\text{Nanofosilak } \text{mm}^2\text{-ko} = \frac{\text{Lagin bakoitzean kontatutako kantitate totala}}{\text{Behatutako ikusmen area kopurua} * \text{ikusmen eremuaren azalera}}$$

Ikusmen eremuaren diametroa ezaguna denez, balioak ordezkatu:

$$\text{Nanofosilak } \text{mm}^2\text{-ko} = \frac{\text{Lagin bakoitzean kontatutako kantitate totala}}{\text{Behatutako ikusmen area kopurua} * \pi * (0.032)^2}$$

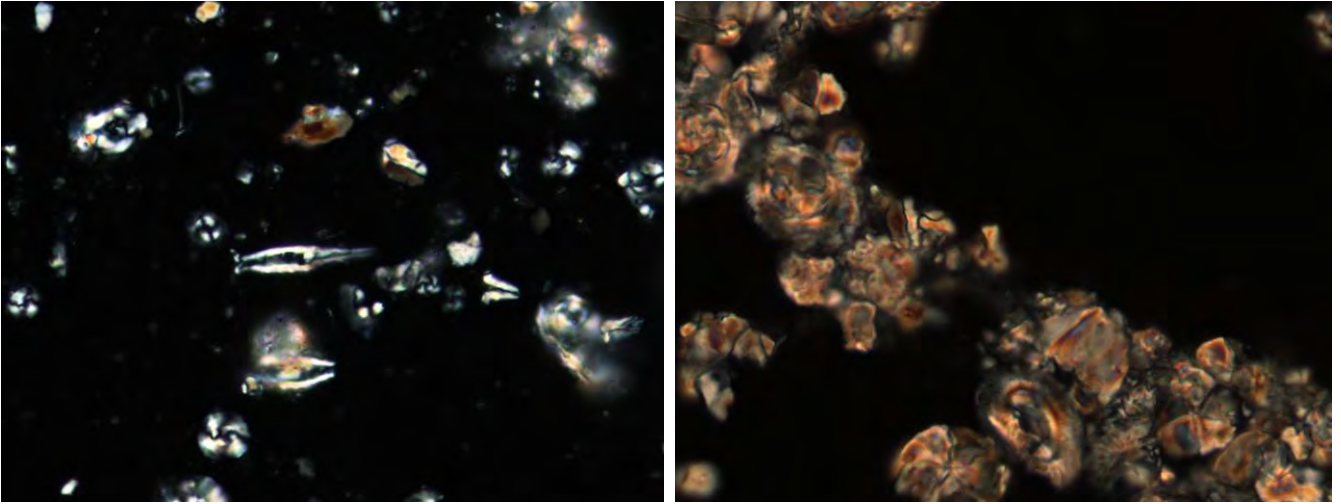
3.4. KONTSERBAZIOAREN DETERMINAZIOA

Lagin bakoitzean, nanofosil karetsuen kontserbazio egoera ere behatzen da. Zenbait autorek kontserbazio eskala ezberdinak aurkeztu dituzte, baina oraindik ez da parametro hau neurtzeko metodo uniforme bat zehaztu. Lan honetan Raffi & De Bernardi-ren (2008) terminologia erabili da, PETM-aren aurretik, bitartean eta ondoren nanofosil karetsuen kontserbazioa deskribatzeko erabili zutena. Beste hainbat autorek ere erabili dute terminologia hau nanofosil karetsuen paleoekologia egiterakoan (Bralower, 2002; Bown, 2005; Agnini et al., 2007).

Kontserbazio ona da behatutako nanofosil karetsuek katalogoetako argazkien forma berdina edukitzea, ñabardura berdinekin eta elementuak forma erregularretan amaiturik. Hala moduzko kontserbazioa kontsideratu da berrazteko joera duten taxoietan berrazkuntza ikusten bada, esaterako *Discoaster*, *Braarudosphaera* eta *Zygrhablithus* nanolitoetan. Beren elementuak zabalkuntza erakusten dute eta puntan amaitutako formak deformatuak ageri dira; gainera nicol gurutzatuetan tonu laranja erakusten dituzte, lodiera handiagoaren erakusle.

Kontserbazio eskasa deritzo berrazkuntzaren ondorioz taxoien forma originala erabat galtzeari, baina oraindik identifika daitezke *Discoaster*-en area zentral eta asterolito kopuruagatik, *Braarudosphaera*-en bost plakengatik edo *Zygrhablithus*-en itzaltze bereziarengatik (lehenik erdi bat, gero bestea; 3.5 irudia). Berrazkuntza gutxi jasaten duten taxoiei dagokienez, plakolitoak adibidez, kontserbazio eskasa elementuen edo erdiko barren galera litzateke disoluzioagatik. Elementuak berrazi daitezke baita, eta plakolitoek kolore horixkak erakutsi. *Sphenolithus*-en kasuan, kontserbazio eskasa kolore laranja erakustea da. Oro har, kontserbazioa eskasa denean kokolito eta nanolitoen aglomerazioak ikusten dira, karbonatozko arrokaen zementazioaren erruz.

Azkenik, kontserbazio txarra kokolito eta nanolitoen aglomerazio handia da, banantzeko ezinezkoa. Oso zaila da berrazteko joera duten nanolitoak identifikatzea eta gehienetan generoa soilik bereiz daiteke. Berrazteko joerarik ez duten taxoiak identifikatzea ere zaila da, disoluzioagatik zatiak galdu dituztelako ala kolore laranja erakusten dituztelako (3.5 irudia).



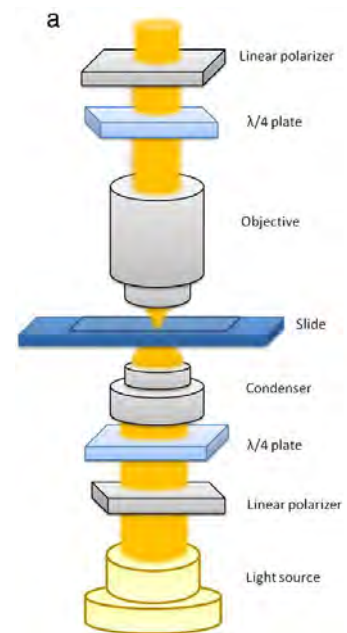
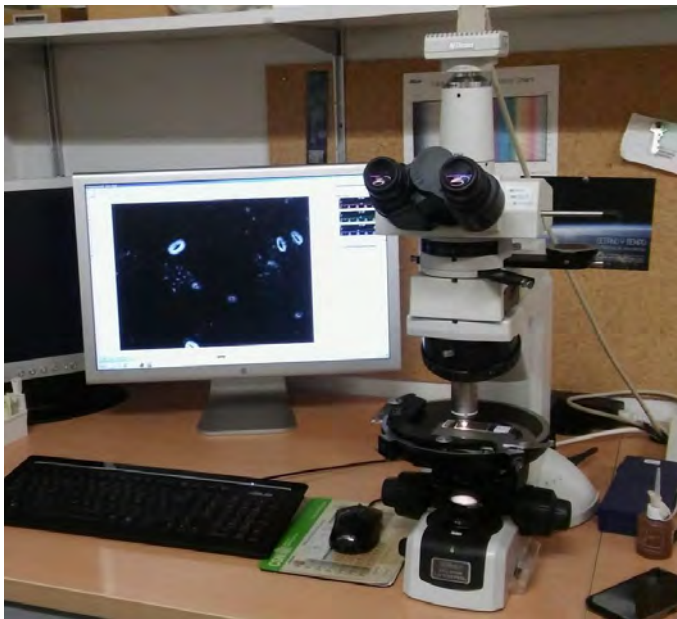
3.5 irudia. Hala moduzko kontserbazioaren (ezkerrean; Gorrondatzeko 105.8 m-ko lagina) eta txarraren adibideak (eskuinean; Oyambreko 83.75 m-ko lagina).

3.5. IRUDIEN ANALISIA

Hiru sekzioetan asoziazioen azterketa egin ostean, irudien analisia egiteko teknika berri bat erabili zen (Fuertes et al., 2014) nanofosil karetsuen CaCO_3 edukia neurtzeko. Irudien analisia Salamancako Unibertsitateko Geologiako Departamenduan egin zen (Grupo de Geociencias Oceánicas), Fuertes et al.-en (2014) C-Calcita programa instalatua dagoen tokian. Helburua kokolito/nanolitoen argazki irudiak 3D-tara transformatzea da, horrela bolumena neurtu ahal izateko, eta ondorioz masa. Honekin gertakari hipertermaletan zehar nanofosilen masa nola aldatzen den ebaluatu daiteke. Lan honetarako plakolito motako espezieak bakarrik erabili ziren, ondorioz “kokolito” terminoa erabiliko da atal honetan, nahiz eta nanolito batzuekin ere lan egin daitekeen.

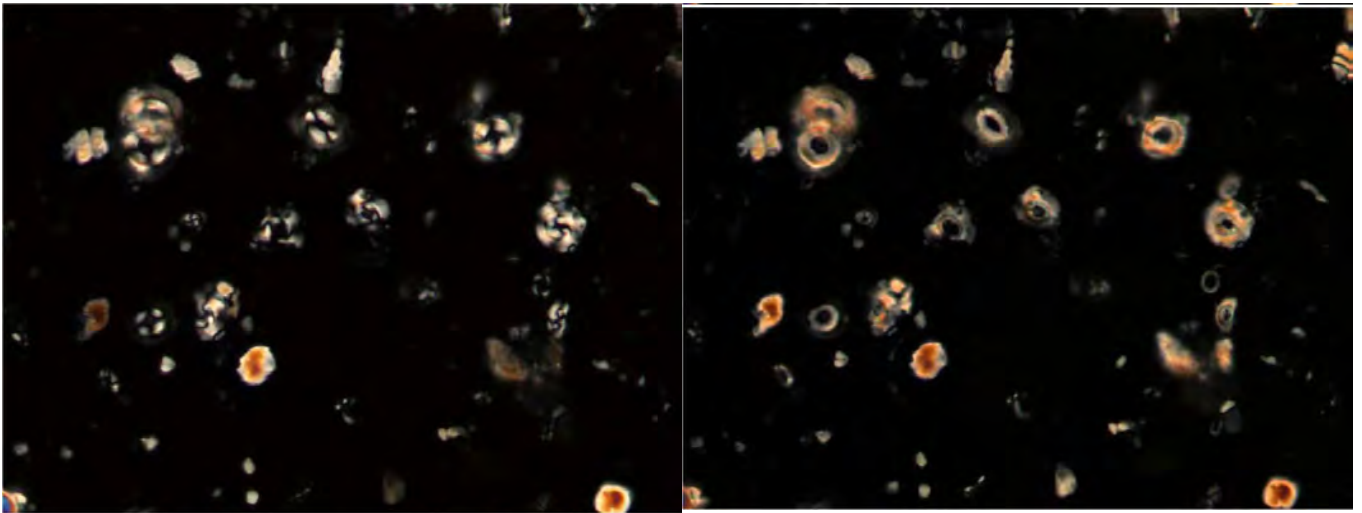
Lehen urratsa kokolitoen argazkiak ateratzea da, gure kasuan Nikon Eclipse LV100POL mikroskopioa erabiliz, Nikon DS-Fi1 kamera digitalera konektatua dagoena (3.6 irudia). Ezinbestekoa da kokolitoen irudi erreala behatzea grisezko eskalan. Nicol lenteak erabili behar dira baina interferentzia irudia ekidinez. Hau polarizazio zirkularraren bidez lortzen da: bi lente berri txertatzen dira, $\lambda/4$ deituak, bat polarizatzailearen eta laginaren artean eta bestea nicolen eta objektiboaren artean (3.6 irudia). Lehenengo lentearekin argi polarizatuaren norabidea aldatzen da, 90° biratuz,

eta horrela kaltzita zeharkatzean argi uhinak ez dira elkar deuseztatzen. Beste $\lambda/4$ lentea zeharkatzean, argia bere hasierako norabidera itzultzen da eta nicolak gurutzatuta ikusten den irudia forma erreala da, itzali gabeko kristalik eta interferentzia irudirik gabe, 3.7 irudian ageri den moduan. Ikerketa honetan 40862 nanofosilen argazkiak atera ziren; sekzio bakoitzari dagokion kapituluak zehaztu da bakoitzean zenbat argazki atera ziren (xehetasunetarako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2017b).

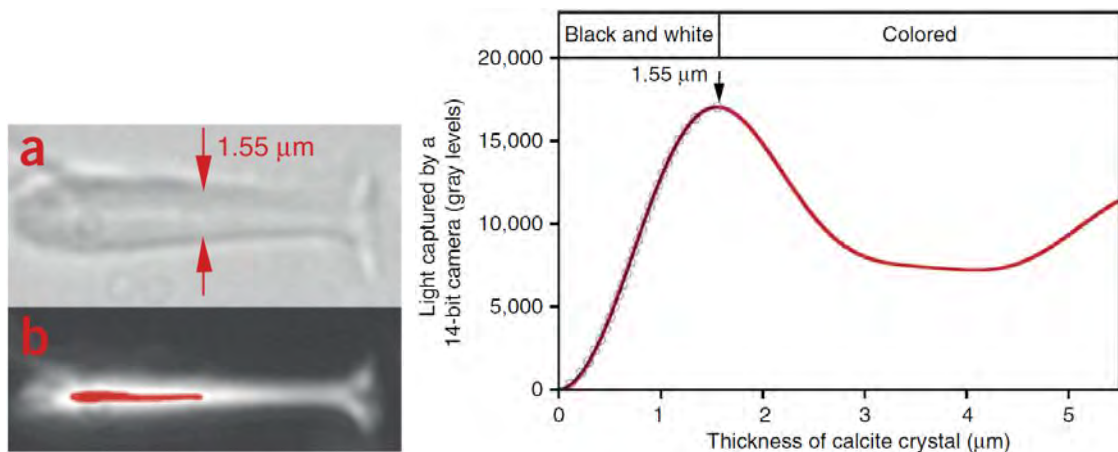


3.6 irudia. Ezkerrean, argazki kamerarekin ekipatutako Nikon Eclipse LV100POL mikroskopia, ordenagailuarekin lotua. Eskuinean, $\lambda/4$ lenteen kokapena argi transmitituzko mikroskopian (Fuertes et al., 2014).

Behin kokolitoen argazkiak eginda, C-Calcita programa erabiltzen da beren bolumen eta masa kalkulatzeko. Horretarako, C-Calcita programak 256 gris maila identifikatzen ditu, zuririk argienetik (256 maila) beltzera (0 maila). Gris maila bakoitza zein lodierari dagokion jakiteko, programa *Rhabdosphaera*, batekin kalibratzen da, nanolito zilindriko bat. Hodi formakoa da, eta hodiaren mozketa zirkularra da, beraz irudian ikusten den zabalera lodieraren berdina da (3.8 irudia). Ondorioz, aski da hodiaren lodiera neurtu eta erdiko pixelen gris maila begiratzea; gris maila hori da hodiaren lodierari dagokiona. Jarraian, programak gris maila guztiei dagokien lodiera kalkulatu du Beaufort et al.-ek (2014) proposatutako erlazioari jarraiki (3.8 irudia).



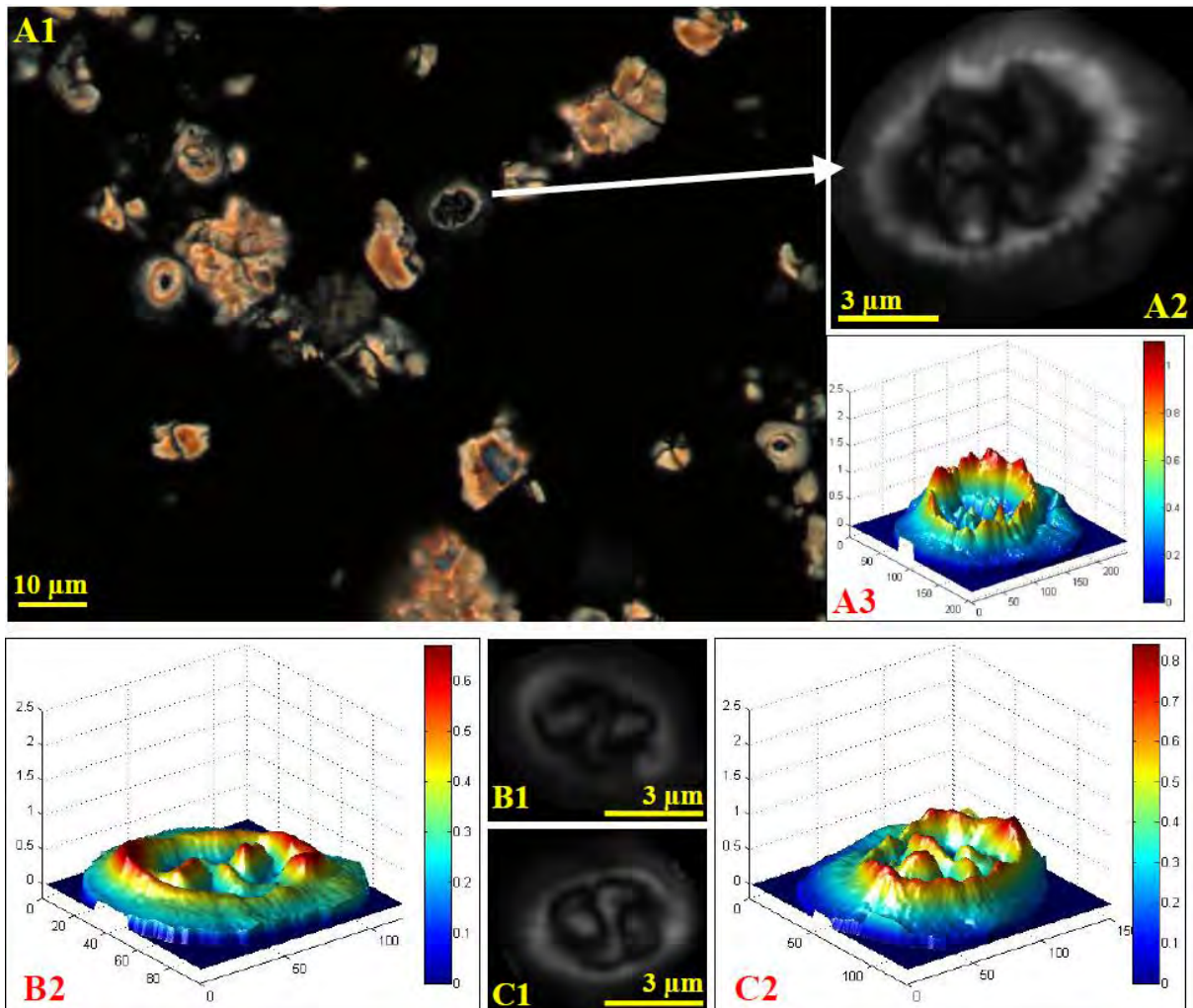
3.7 irudia. Nicol gurutzatuekin, ohiko irudiaren (ezkerrean) eta polarizazio zirkular bidezkoaren arteko desberdintasuna (eskuinean; Gorrondatxeko 107.6 m-ko lagina).



3.8 irudia. Ezkerrean, (a) *Rhabdosphaera* baten zabalera eta (b) argiaren intentsitate ezberdinak, bere lodieraren arabera (Beaufort et al., 2014). (b) irudiko tarte gorriak argi zuriak 256 maila gainditu duela eta programaren hargailua saturatu duela erakusten du. Eskuinean, kaltzitaren lodiera bakoitzari dagokion argi intentsitatea kalkulatzeko erabiltzen den erlazioa (Beaufort et al., 2014).

Behin kalibratuta, argazkietako kokolito bakoitzaren perfila mozten da C-Calcita programarekin, eta programak automatikoki kalkulaten ditu kokolitoaren ardatzen luzerak, azalera eta pixel bakoitzaren lodiera, 3D-ko irudi bat sortuz (3.9 irudia). Bolumenaren kalkulua ere automatikoa da. Bolumena kaltzitaren dentsitatearekin biderkatuz, masa ere automatikoki kalkulaten du C-Calcitak. Guztiarekin, Excel batera esportatu daitekeen datu-base bat lortzen da, banako bakoitzaren dimentsio, bolumen eta masak erregistratuz. Orain arte proposatutako kokolitoen masak neurtzeko metodoak

(Roth & Thierstein, 1972; Young & Ziveri, 2000; Agnini et al., 2017) baino zehatzagoa da eta denbora gutxiago eskatzen du. Beste metodoek, edo sedimentuen masarekin eta bertako kokolito kantitateekin gutxi gorabeherako kalkuluak egiten dira, edo kokolitoen dimentsioen parametroak neurtzen dira eta formula bidez kalkulatzen dira bolumenak. C-Calcitarekin espezieen argazki digitalak egin, beren perfila ordenagailuko saguarekin moztu eta klik bikoitza egin behar da soilik.



3.9 irudia. Kokolito baten irudiaren mozketatik 3D-ko irudia eskuratzea (Gorrondatxeko 107.6 m-ko altuerako *Chiasmolithus solitus*). (A1) Ikusmen eremu baten ikuspegia polarizazio zirkularrarekin. (A2) *Chiasmolithus solitus*-en irudi moztua C-Calcita softwarea erabiliz (Fuertes et al. 2014); behatu pixel bakoitzaren gris mailaren arteko diferentziak. (A3) A2 irudiaren 3D-ko berreraikitzea. Bestetik, lagin bereko beste *Chiasmolithus solitus* batzuen irudiak (B1, B2) erakusten dira eta dagozkien 3D-ko irudiak (C1, C2). Kokolitoen 3D-ko dimentsioak µm-tan adieraziak daude eskala bertikaletan, horizontaletan eta kolore eskaletan.

Lagin bakoitzean, 50 banakoren argazkiak ateratzen dira espezie bakoitzeko, eta ondoren berauen mozketak eta kalkuluak egin. Ondoren, masa/azalera parametroa erabiltzen da segida estratigrafikoan zehar dauden masa aldaketak aztertzeko, Excel bidez berehala kalkulatu dena. Lagin bakoitzean taxoi bakoitzaren 50 banakoren masa/azalera balioaren batezbestekoa kalkulatu da, eta ondoren sekzioan zehar kokolitoaren masa azalera unitateko nola aldatzen den behatzen da, CaCO_3 edukiaren aldaketaren erakusle zuzena. Gure kasuan, aztertutako lagin kantitatea eta hautatutako taxoiak sekzio bakoitzari dagokion kapituluan zehaztuko dira.

3.6. ANALISI GEHIGARRIAK

Nanofosil karetsuen bidez ikertutako sekzio bakoitza, paleoingurugiroaren ikerketan erabili ohi diren beste parametro batzuekin ere aztertu da, interpretazio paleoekologikorako informazio gehiago eduki asmoz. Segida estratigrafikoko ohiko litologia aldaketez gain, datu geokimikoak bildu dira, hala nola $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ -ren kurba isotopikoak, karbonato edukia, edo osaera mineralogikoa, eta baita foraminiferoen asoziazioen datuak ere. Gorrondatxe eta Barinatxeko sekzioetan informazio hori dagoeneko argitaratua zegoen (Payros et al., 2012, 2015a). Oyambreko sekzioan, berriz, ezaugarri geokimiko, mineralogiko eta foraminiferoen asoziazioetarako laginak hartu eta prestatu behar izan dira tesi honetan.

3.6.1. ISOTOPO EGONKORRAK

$\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ ratioak gertakari hipertermalen posizio estratigrafikoa kokatzeko erabili dira, normalean gertakari hipertermal batean $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ eskurtsio negatiboak erregistratzen baitira. Era berean, analisi isotopikoak interpretazio paleoklimatikoak egitea ahalbidetzen du (ikus I. Kapituluak).

Laginketa sakon zulatuz edota zizelkatuz egiten da, bioturbaziorik, diaklasarik, estilolitorik edo meteorizazio bidezko alteraziorik ez duen arroka zatia lortzeko. Analisi isotopikoa arroka osoan egin daiteke, edo foraminifero konkretuen oskoletan. Bigarrenak emaitza fidagarriagoak eskaintzen ditu normalean, foraminifero espezie batzuk ingurunearekin oreka isotopikoan osatzen baitituzte euren oskolak, baina erauzketa zailagoa da. Gorrondatxeko sekzioan aurrez eskuratuak zeuden arroka osoko

eta *Nuttallides truempyi* foraminifero bentoniko espeziearen datu isotopikoak (Payros et al., 2012). $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ balioak ezberdinak izan baziren ere, segidan zehar joera berdina erakutsi zuten. Paleoingurugiroaren ikerketarako joerak esanguratsuagoak dira balio absolutuak baino, eta beraz Barinatxe eta Oyambren arroka osoaren analisi isotopikoa bakarrik egin zen, ikerketa proiektuan espezialistak inplikatzeari saihestuz. Honenbestez, UPV/EHU-ko Estratigrafia eta Paleontologiako laborategian arroka zati guztiz freskoak banandu ziren, alterazio posible guztiak baztertuz.

Laginak labe batean lehortu ziren 24 orduz 50°C -tara, eta MF-PERFECTA (W&H) mikrotaladroarekin zulatu ziren, arroka hartsu finezko 25 g lortuz. Zulaketan erabilitako broka eta gainerako tresnak lagin eta lagin artean garbitu ziren, kutsadura ekiditeko. Hauts laginak laborategi espezializatuetara bidali ziren, bertan masa espektrometroetan aztertzeko. Gailu hauek atomoak banantzen dituzte eta isotopo ezberdinen arteko proportzioak kalkulatu, kasu honetan $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ eta $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Gorrondatzeko arroka osoko 30 laginak eta foraminifero bentonikoen 40-ak University College London-eko laborategian aztertu ziren (xehetasunetarako, ikus Payros et al., 2012). Barinatxeko arroka osoko 203 laginak Swiss Federal Institute of Technology-n (ETH, Zurich) aztertu ziren (xehetasunetarako, ikus Payros et al., 2015a). Azkenik, Oyambren jasotako 164 arroka osoko laginak Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research-era (Kiel University, Germany) bidali ziren. Bertan, karbonatoak prestatzeko Kiel IV aparatuekin aztertu ziren, ThermoScientific MAT 253 masa espektrometrora lotua. Emaitzak ‰-etan adierazten dira eta Vienna Pee Dee Bee (VPDB) notazioaren arabera, NBS19-ri dagokiona. Zehaztasuna ± 0.05 -ekoa izan zen $\delta^{13}\text{C}$ -rentzat eta ± 0.09 -ekoa $\delta^{18}\text{O}$ -rentzat (xehetasunetarako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

3.6.2. MINERALOGIA

Mineralogiak eremuko erregimen klimatikoaren ezaugarriak adierazten ditu, kontinenteko arroken meteorizazio motei, higadurari eta garraioari buruzko informazioa ematen baitu. Isotopo egonkorren bezala, zulatuz eta arroken azala zizelkatuz lagintzen da, bioturbazio, diaklasa, estilolito edo meteorizazio bidezko alteraziorik gabeko arroka lortzeko. Laginak garbitu eta lehortu egiten dira baita laborategian. Jarraian, burdinazko morteroarekin birrintzen dira. Hautsezko laginak UPV/EHU-ko Mineralogia Departamenduan ikertu ziren, X izpien difrakzioko laborategian. Bertan,

lehenik $<2\ \mu\text{m}$ -ko frakzio esferikoak banantzen dira, hainbat alditan zentrifugatuz, eta orientatutako agregatuak beirazko xafla meheekin igurtziz prestatzen dira. Prozesu honetan, ur desionizatua erabiltzen da kloruroak erauzteko (AgNO_3 -ren erorketa testa) eta $<2\ \mu\text{m}$ -ko frakzioaren barreiatze egokia ziurtatzeko. Arroka osoko mineralogiaren analisiaren ondoren, buztin mineraletarako laginei karbonatoa kentzen zaio HCl-rekin, eta lehortu, etileno-glikolatu eta 550°C -tara berotzen dira bi orduz (Moore & Reynolds, 1997). Azkenik, arroka osoaren mineralogiaren eta buztin mineralen ohiko estimazio semikuantitatiboa egiteko, $<2\ \mu\text{m}$ -ko frakzioa X izpiekin aztertzen da (XRD), Philips PW1710 difraktometroa erabiliz. Mineralak XRD islapenen pikoaren intentsitatearen arabera bereizten dira (Schultz, 1964; Poppe et al., 2001). Orotara, Barinatxerako 141 lagin aztertu ziren (xehetasunetarako, ikus Payros et al., 2015a), Gorrondatxerako 52 (xehetasunetarako, ikus Payros et al., 2012) eta Oyambrerako 43 (xehetasunetarako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

3.6.3. FORAMINIFERO BENTONIKOAK

Nanofosil karetsuek emandako azaleko itsasoaren paleoingurugiro informazioaren osagarri gisa, foraminifero bentonikoen asoziazioak ikertu ziren, itsas hondoaren ezaugarriak ezagutu asmoz. Horretarako, Silvia Ortiz doktorearen (PetroStrat Ltd., Conwy, UK) laguntza jaso zen.

Foraminifero bentonikoentzat lagindutako materialak nanofosil karetsuentzat lagindutakoen antzekoak dira (ikus goian). Laginak azaleko arroka tentuz kolpatuz hartu ziren, horrela partikula txikiak askatuz eta 1 kg inguruko poltsa batean jasoz. Laginak uraren bidez lebigatu ziren UPV/EHU-ko Estratigrafia eta Paleontologiako laborategian, foraminiferoen oskolak eskuratzeko. Lehenik $630\ \mu\text{m}$ -ko bahetik pasa zen sedimentua eta ondoren $63\ \mu\text{m}$ -kotik, 63 eta $630\ \mu\text{m}$ arteko partikulak bereizteko. Bi laginen lebigatuen artean tresneria guztia garbitzen zen kutsadura ekiditeko. Labe batean 24 orduz 50°C -tan lehortu ondoren, laginak lupa binokular bidez aztertu ziren. Lagin bakoitzerako, taxoi ezberdinen arteko proportzioak kalkulatu ziren, sekzio bakoitzerako berreraikitze paleoekologikoa egin ahal izateko. Orotara, Barinatxerako 104 lagin aztertu ziren (xehetasunetarako, ikus Payros et al., 2015a), Gorrondatxerako 39 (xehetasunetarako, ikus Payros et al., 2012) Oyambrerako 17 (xehetasunetarako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

3.7. EMAITZEN ARGITARATZEA

Lortutako emaitzak argitalpen zientifiko ezberdinen bidez dibulgatu dira. Tesi honen edukiaren zati handi bat aldizkari zientifiko espezializatueta bidali da, artikulu moduan argitaratzeko:

- ✓ Intxauspe-Zubiaurre, B., Payros, A., Flores, J.A., Apellaniz, E., 2017a. Changes to sea-surface characteristics during the middle Eocene (47.4 Ma) C21r-H6 event: evidence from calcareous nannofossil assemblages of the Gorrondatxe section (western Pyrenees). *Newsletters on Stratigraphy*, 50 (3), 245-267. DOI: 10.1127/nos/2017/0305
- ✓ Intxauspe-Zubiaurre, B., Flores, J.A., Payros, A., 2017b. Variations to calcareous nannofossil CaCO₃ content during the middle Eocene C21r-H6 hyperthermal event (~47.4 Ma) in the Gorrondatxe section (Bay of Biscay, western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 487, 296-306. DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.09.015
- ✓ Intxauspe-Zubiaurre B., Flores, J-A., Payros A., Dinarès-Turell, J., Martínez-Braceras, N., 2018a. Variability in the calcareous nannofossil assemblages in the Barinatxe section (Bay of Biscay, western Pyrenees) during an early Eocene climatic perturbation (~54.2 ma). In: Amayuelas, E., Bilbao-Lasa, P., Bonilla, O., del Val, M., Errandonea-Martin, J., Garate-Olave, I., García-Sagastibelza, A., Intxauspe-Zubiaurre, B., Martínez-Braceras, N., Perales-Gogenola, L., Ponsoda-Carreres, M., Portillo, H., Serrano, H., Silva-Casal, R., Suárez-Bilbao, A., Suarez-Hernando, O. (Eds.), *Life finds a way*, Gasteiz, p. 21-24.
- ✓ Intxauspe-Zubiaurre, B., Martínez-Braceras, N., Payros, A., Ortiz, S., Dinarès-Turell, J., Flores, J.A., 2018b. The last Eocene hyperthermal (Chron C19r event, ~41.5 Ma): Chronological and paleoenvironmental insights from a continental margin (Cape Oyambre, N Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 198-216. DOI: 10.1016/j.palaeo.2018.05.044
- ✓ Intxauspe-Zubiaurre, B., Flores, J.A., Payros, A. Changes to calcareous nannofossil CaCO₃ content during three Eocene hyperthermal events: insights from hemipelagic settings from Bay of Biscay (Western Pyrenees). *Prozesuan dagoen artikulua*.

Bestalde, emaitzak gaikako kongresuetan ere azaldu dira, poster eta ahozko azalpenen bidez:

- ❖ Intxauspe-Zubiaurre, B., Flores, J.A., Apellaniz, E., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Sierro, F.J., 2015. Impact of the Early Lutetian C21r-H6 carbon-cycle perturbation on calcareous nanofossils and shallow ocean dynamics (Gorrondatxe, Western Pyrennees) (poster aurkezpena). International Congress on Stratigraphy 2015, Graz, Austria.
- ❖ Intxauspe-Zubiaurre, B., 2016. C21r-H6 gertakari hipertermalean nanofosil karetsuek eta azaleko ozeanoaren dinamikak jasandako aldaketak (ahozko aurkezpena). UPV/EHU-ko I. doktoretzat jardunaldiak). Aurkezpen onenaren saria.
- ❖ Intxauspe-Zubiaurre, B., Flores, J.A., Payros, A., 2017. Dissolution and calcification patterns in calcareous nanofossils during the middle Eocene C21r-H6 hyperthermal event (~47.4 Ma) at the Gorrondatxe section (Bay of Biscay, western Pyrenees) (ahozko aurkezpena). 16th International Nannoplankton Association (INA) Congress, Atenas, Grezia.
- ❖ Intxauspe-Zubiaurre, B., 2017. Iraganeko berotze global bortitzei begira, etorkizuneko klima aurreikusiz (ahozko aurkezpena). Natur Astea, Zarautz, Euskal Herria.
- ❖ Intxauspe-Zubiaurre, B., Flores, J.A., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Martínez-Braceras, N., 2018. Nanofosil karetsuen asoziazioen aldaketak Barinatxeko sekzioan (Bizkaiko Golkoa, Mendebaldeko Pirinioak) Eozeno goiztiarreko (~54.2 Ma) klima aldaketa batean (poster aurkezpena). Ikertzaile Paleontologo Gazteen XVI. Topaketa (EJIP), Zarautz, Euskal Herria. Poster onenaren saria.

Azkenik, Ikertzaile Paleontologo Gazteen XVI. Topaketaren (EJIP) antolaketan parte hartu da, era berean bertako aurkezpenei buruzko laburpenak argitaratu diren liburuko editore moduan parte hartu delarik:

- ❖ Amayuelas, E., Bilbao-Lasa, P., Bonilla, O., del Val, M., Errandonea-Martin, J., Garate-Olave, I., García-Sagastibelza, A., Intxauspe-Zubiaurre, B., Martínez-Braceras, N., Perales-Gogenola, L., Ponsoda-Carreres, M., Portillo, H., Serrano, H., Silva-Casal, R., Suárez-Bilbao, A., Suarez-Hernando, O., 2018. Life finds a way, Gasteiz, 328 pp.

IV. KAPITULUA: GORRONDATXEKO SEKZIOA

- *Kokapen geografikoa*
- *Sekzioaren ezaugarri geologikoak*
- *C21r-H6 gertakariaren ezaugarri orokorrak*
- *C21r-H6 gertakariaren adierazpena Gorrondatxeko sekzioan*
- *Nanofosil karetsuen asoziazioak Gorrondatxen*
- *Irudien analisisa*
- *Eztabaida orokorra*

Kapitulu honen edukiak Intxauspe-Zubiaurre et al.-en (2017a, 2017b) artikuluetan oinarrituta daude.

4.1. KOKAPEN GEOGRAFIKOA

Gorrondatxeko sekzioa Iberiar penintsularen NE-n kokatua dago, Getxoko udalerriari dagokion Gorrondatxe hondartzan, Lat. 43° 23'N Long. 3° 01'W (4.1 irudia).



4.1 irudia. Gorrondatxeko sekzioaren kokapen geografikoa.

4.2. SEKZIOAREN EZAUGARRI GEOLOGIKOAK

Gorrondatxeko segida Bizkaiko sinklinorioaren NE-ko alpean kokatua dago, eta behe-Eozenoaren (Ypresiarra) bukaeratik erdi-Eozenoaren (Lutetiarra) zati batera hedatzen da. Gorrondatxeko sekzioa Ypresiar eta Lutetiar estaien arteko mugaren GSSP estratotipoa da (Molina et al., 2011). Beraz, adin batetik besterako trantzizioaren mundu mailako erreferentea da. Mugaren posizio estratigrafiko zehatza urrezko iltze batez markatua dago azaleramenduan (4.2 irudia).



4.2 irudia. Gorrondatxeko sekzioaren ikuspegi orokorra eta GSSP-aren argazkiak (Molina et al., 2011).

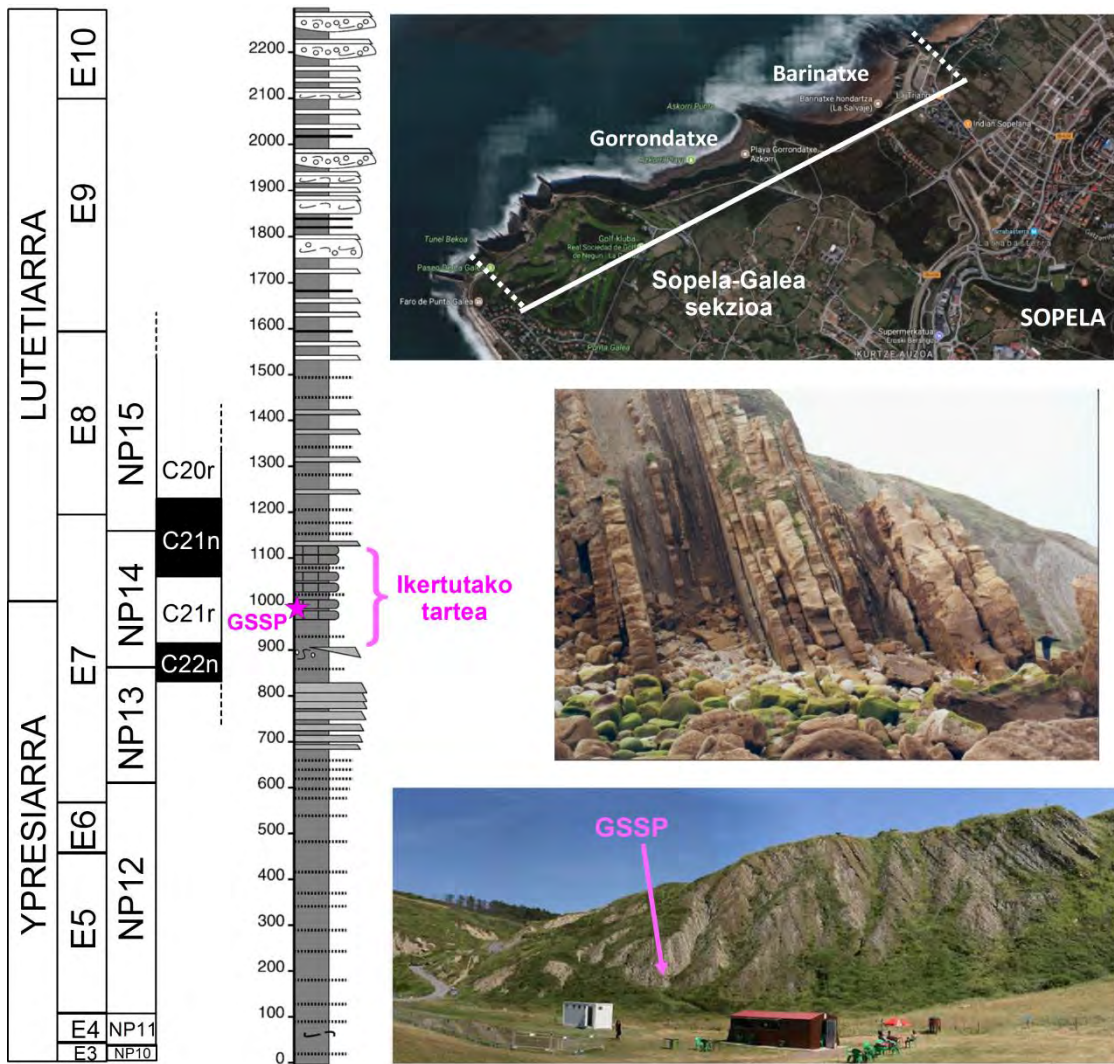
Gorrondatxeko azaleratutako sekzioa Eozenoko Sopela-Galea sekzio zabalagoaren zatia da, kostaldeko labarrean zehar azaleratzen den 2300 m-ko segida (Payros et al.,

2006, 2015; 4.3 irudia). Serieak 60°SW-ko okerdura handia erakusten du. Atalik zaharrena edo oina ipar-ekialdean dago, Sopela udalerrian, eta Barinatxe eta Gorrondatxe hondartzetan zehar hedatu ondoren, gaina Galea puntan kokatzen da. Sekzio osoa Eozenoko itsas hondoa eratu zen, gutxi gorabehera 1500 m-ko sakoneran eta 35°N-ko paleolatitudetan (Payros et al., 2006). Segida tupa eta kareharri hemipelagikoz osatua dago, eta turbidita eta debritak tartekatzen dira, gehiago ala gutxiago tarte estratigrafikoaren arabera, bai iparraldetik eratorritako kaltziklastikoak, eta bai hego-ekialdetik eratorritako siliziklastikoak (Payros et al., 2006).

Sekzioaren adina 54.6 Mu-tik 43 Mu-ra hedatzen da, eta beraz bere eraketan zehar paleogeografia eta paleoingurugiro aldaketa garrantzitsuak gertatu ahal izan ziren. Modu honetan, badaude turbiditen ugaritasuna % 20-tik beherakoa den tartekak, jatorri eskualdea urrun zegoelako ziurrenik (Payros et al., 2006), baina badaude baita turbiditen edukia % 20 eta 80 artekoa den tartekak, sistema turbiditikoaren lobuluetako zonak.

Gorrondatxeko sekzioak Sopela-Galea segidaren 800 metrotik 1500 metrora arteko tartea hartzen du (4.3 irudia). Bere oina Azkorriko puntan kokatua dago, non lobulu turbiditikoaren erdiko zatian metatutako turbidita lodizko serie bat azaleratzen den. Ondoren, Gorrondatxeko sekzioaren beheko erdiak (segidaren 1100 m ingurura arte) kareharri hemipelagikoen eduki handia du, eta Azkorriren aldean tartekatze turbiditiko gutxi. Turbiditak urriak diren lekuetan, ziklo orbitalei dagozkien tupa eta kareharri hemipelagikoen txandaketak beha daitezke (Payros et al., 2009, 2011; Payros & Martínez-Braceras, 2014; Martínez-Braceras et al., 2017). 1100 eta 1500 metroen artean serieak berriro turbidita eduki handia erakusten du.

800-1100 metroei dagozkien 300 metroei faila batek eragiten die, Gorrondatxeko jatorrizko segidaren zati bat ezabatu zuena. Faila zutabe orokorraren 900. metroaren inguruan aurkitzen da, GSSP-aren posizioa baino 67.85 m beherago. Zorionez, ez du doktorego honetan egin beharreko inolako lanik oztopatu, ikertutako tarte osoa failatik gora kokatzen baita (900-1100 m). Eginiko xehetasun handieneko ikerketa GSSP-tik gora egin da.

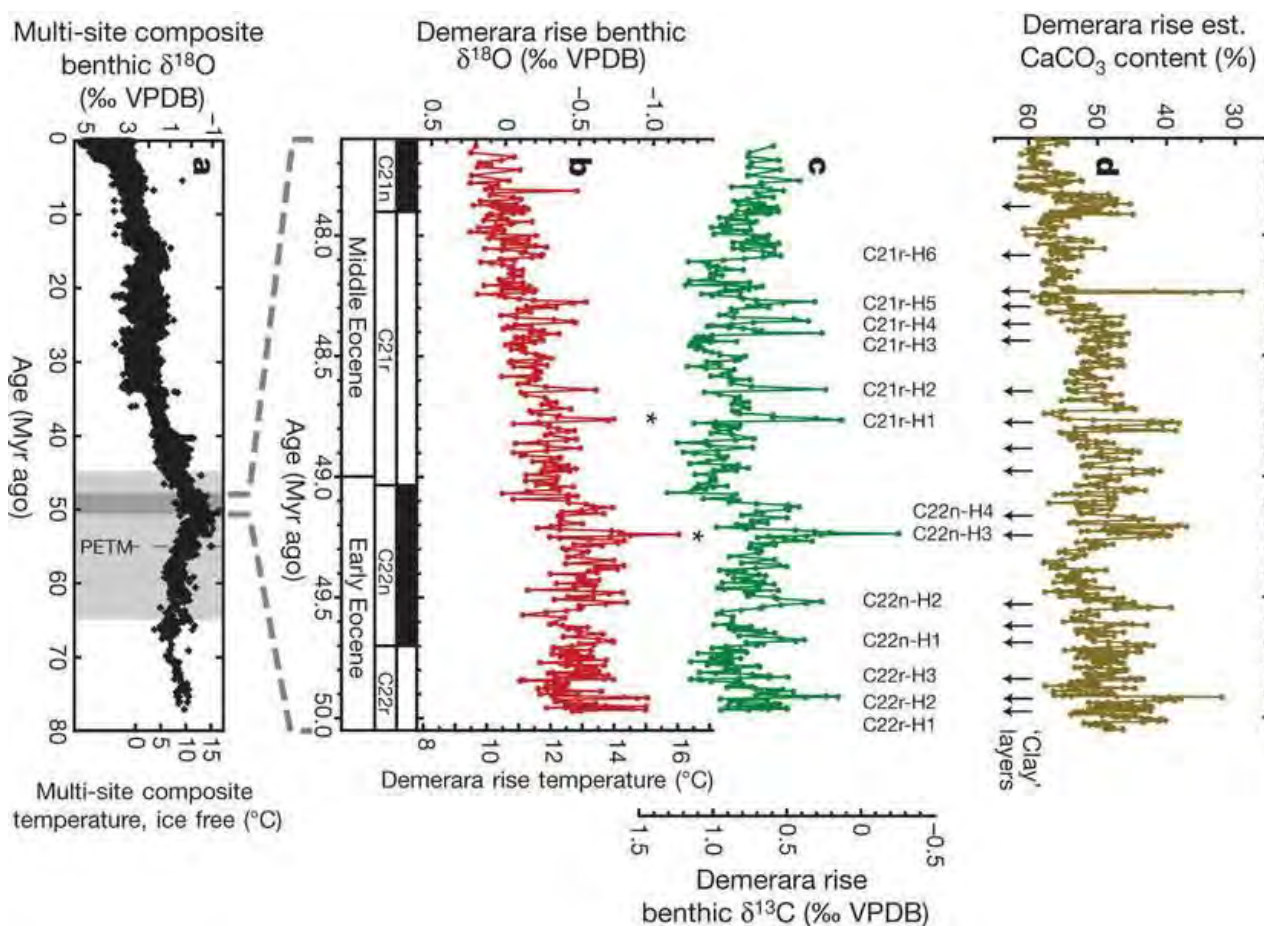


4.3 irudia. Ezkerrean, Sopela-Galea sekzioaren zutabe estratigrafikoa (Payros et al., 2012), eta alboan adin ereduak, foraminifero plantonikoen bioestratigrafia (Wade et al., 2011), nanofosil karetsuen bioestratigrafia (Martini, 1971) eta magnetoestratigrafia.

Adierazita daude Gorrondatxeko ikertutako tartea eta GSSP-aren posizioa. Goian, Sopela-Galea sekzioaren argazki aereoak. Erdian, 800. metroan kokaturiko tartearen ikuspegiak, turbidita lodiekin. Behean, doktorego honetan C21r-H6 gertakaria ikertzeko aztertutako 200 m-ko tartea (Molina et al., 2011).

4.3. C21r-H6 GERTAKARIAREN EZAUGARRI OROKORRAK

C21r-H6 gertakaria Sexton et al.-ek (2011) definitu zuten ODP Site 1258-an, Demerara Rise, Atlantiar ozeano ekuatorialean. Ikertutako zona 3000 m-ko sakoneran aurkitzen zen Eozenoan, eta orduan sakoneko urak 12-14°C-tara zeudela kalkulatu da (Sexton et al., 2006). Sexton et al.-en (2011) ikerketaren helburua 2.4 Mu-ko denborartean bat ikertzea izan zen (50-47.6 Mu), gradu txikiko gertakari hipertermal posibleak bilatzeko eta euren ezaugarri eta kausak ezagutzeko. Guztietan, eskurtsio negatiboak (balio erlatiboki baxuko tartek) erakusten dituzte $\delta^{13}\text{C}$ -k (‰ -0.5 eta -1 artean) eta $\delta^{18}\text{O}$ -k (‰ -0.5 eta -0.9 artean) foraminifero bentonikoetan, eta CaCO_3 edukia ere % 8 eta 30 artean murrizten da.



4.4 irudia. Sexton et al.-ek (2011) Demerara Rise-en (Site 1258) identifikatutako $\delta^{13}\text{C}$ -ren 13 piko negatiboak, $\delta^{18}\text{O}$ -rekin, CaCO_3 edukiarekin eta adin ereduarekin batera.

2.4 Mu-ko tarte honetan, Sexton et al.-ek (2011) $\delta^{13}\text{C}$ -ren 13 piko negatibo (CIE, Carbon Isotope Excursion, Karbonoaren Eskurtsio Isotopikoa; 4.4 irudia) identifikatu zituzten. Guztiek 5-10 ku iraun zutela kalkulatu da, eta beren errekupeazioa 30 ku-ra luzatu zela (40 ku-ko iraupena gertakari bakoitzak orotara). $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsioekin batera $\delta^{18}\text{O}$ eskurtsioak ageri dira eta hauekin ur sakonen tenperatura 2-4°C igo zela ebatzi zen (Sexton et al., 2011). CIE guztiak bat datoz buztin mineraletan aberatsak diren geruza marroiekin, eta geruza hauek Site 1260-an ere aurkitu dira (Demerara Rise), 2000 m-ko paleosakoneran (Sexton et al., 2006). Ozeano Atlantiko eta Bareko beste Site batzuetan ere aurkitu dira buztinetan aberatsak diren geruzak, 3 eta 2 km-ko paleosakoneran hurrenez hurren (Sexton et al., 2011). Beraz CaCO_3 -aren disoluzioa ozeano guztietako orokortasun bat izan zen; ozeano-atmosfera sisteman karbono injekzioak gertatu ziren eta ur ozeanikoak azidifikatu ziren (Sexton et al., 2011). Masa balantzearen arabera, 650 Gt karbono injektatu zitezkeen gertakarietako bakoitzean, itsas hondoko biltegi-tako karbono organikoa oxidatzearen ondorioz (Sexton et al., 2011).

13 gertakari hauek izendatzeko, zein magnetokronetan gertatu ziren adierazten da lehenengo (e.g. C22r, C22n, C21r), ondoren H hizkia “hipertermal” adierazteko eta azkenik zenbakia, kron berekoak zaharretik gazteenera ordenatuz. Beraz, C22n-H1 da gertakari zaharrena eta C21r-H6 gazteena (4.4 irudia). Honenbestez, C21r-H6 eskurtsio guztietan azkena da; duela 48.1 Mu jazo zen Sexton et al.-en (2011) adin ereduaren arabera eta duela 47.4 Mu Payros et al.-en (2012) arabera. Gertakariak ‰ -0.7-ko $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsioa erakusten du, eta beraz, ez da Demerara Rise-eko eskurtsiorik nabariena (Sexton et al., 2011).

4.4. C21r-H6 GERTAKARIAREN ADIERAZPENA GORRONDATXEKO SEKZIOAN

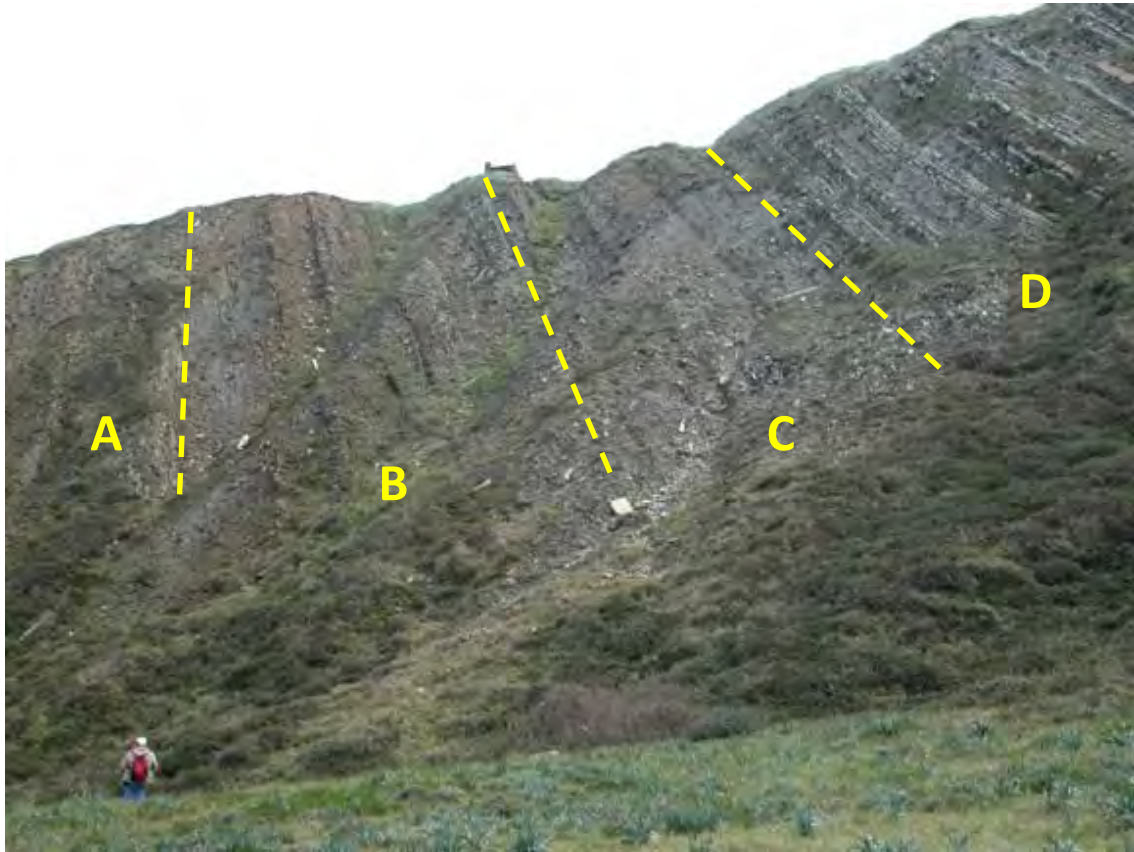
Payros et al.-ek (2012) C21r-H6 gertakaria Gorrondatxeko sekzioaren 900-1100 m tartean identifikatu zuten, konkretuki 1018 eta 1048 metroen artean. 200 m-ko segida hau tupa eta kareharri hemipelagikoen txandakapen jarraiaz osatua dago, eta turbidita siliziklastikoak tartekatzen dira, zentimetro gutxiko lodierakoak eta oin lauekoak. 21 eta

100 ku-ko ziklo orbitalen identifikazioan oinarrituta, Payros et al.-ek (2011) 12.8 cm/ku-ko sedimentazio-tasa estimatu zuten. Bioestratigrafikoki, 200 m-ko tarte honetan *Blackites inflatus* (serieko 967. metroan, Lutetiarraren oineko GSSP-a markatuz) eta *Nannotetrina cristata* (serieko 987. metroan) nanofosil karetsuen lehen agerpenak daude erregistratuta (Bernaola et al., 2006b; Molina et al., 2011). Honek erakusten du C21r-H6 gertakaria Martini-k (1971) definitutako NP11 biozonan kokatzen dela, eta era berean Okada & Bukry-ren (1980) CP12b eta Agnini et al.-en (2014) CNE8 biozonetan. Payros et al.-ek (2007, 2011, 2012) garatutako eta Gradstein et al.-ek (2012) estandarizatutako adin ereduaren arabera, ikertutako 200 m-ko tartearen adina ~48 eta ~46.75 Mu artekoa da. Hemendik aurrera posizio estratigrafikoak ematerakoan, 0 metroa 200 m hauen hasiera izango da, failaren posizioa alegia. Honenbestez, Sopela-Galea segidako 900. metroa izango da kapitulu honetan 0 metrotzat hartuko den puntua.

C21r-H6 gertakariak Gorrondatxen dituen ezaugarriak eta ondorioak zehazteko, ikerketa multidiziplinar bat egin zen Ypresiar-Lutetiar trantzisioko 200 m-ko segida honetan (Payros et al., 2012). Analisiaren atalak sedimentologia, isotopo egonkorrak, mineralogia, mikroforaminifero bentoniko eta plantonikoak eta iknofosilak izan ziren. Lortutako emaitzekin, Payros et al.-ek (2012) 200 m-ko seriea 4 tartetan banatu zuten beren ezaugarri geologikoen arabera (4.5 irudia).

A TARTEA

C21r-H6-ren aurreko tarte da eta 0-tik 118 m-ra kokatzen da. Tupa eta kareharri hemipelagikoen txandakatzea ia homogeneoa da; kareharriak metakinen % 34-a dira batezbeste eta tupa-kareharri bikote bakoitza 21 ku-ko ziklo orbitalari dagokio (Payros et al., 2009a; 2011). Tartekatzen diren turbidita urriek zentimetro gutxi batzutako lodiera dute. Karbonatoaren edukia % 42 eta 75 artekoa da litologiaren arabera, % 64-ko batezbestekoarekin. Buztin mineralak mineralogiaren % 28-a dira, nagusiki esmektita (% 44 batezbeste), illita (% 40), kaolinita (% 10) eta klorita (% 6). $\delta^{13}\text{C}$ -ren batezbestekoa ‰ 0.43 da arroka osoan eta ‰ 0.23 *Nutallides truempyi* mikroforaminifero bentonikoan. Foraminifero plantonikoen asoziazioaren % 60 ur bero eta latitude baxuetako taxoiak dira, eta foraminifero bentoniko aloktonoak oso urriak dira. Iknofosil ugari daude, bereziki *agrichnia* familiako traza post-deposizionalak.



4.5 irudia. Gorrondatxeko sekzioaren ikuspegi orokorra, A-D tarte estratigrafikoen mugak nabarmenduta (Payros et al., 2012-ko S1 iruditik hartua).

B TARTEA

Hau da C21r-H6 gertakariaren hasierako pultsuari dagokion tartea, 118 eta 133 m artean. Tupak dira nagusi, eta kolore grisetik gorrixkara har dezakete; kareharriak % 19 dira batezbeste eta turbiditak lodiagoak dira, batzuetan 30 cm-ra arte. Batezbesteko karbonato edukia % 28-ra jaisten da eta buztin mineralena % 46-ra igo, nagusiki esmektita (% 26 batezbeste) eta kaolinita (% 25) dagoelarik. B tartearen erdiko partean $\delta^{13}\text{C}$ -k ‰ 2.99-ko jaitsiera jasaten du arroka osoan, A tarteko azken baloreekin alderatuta (‰ -2.69-ko balio minimora iritsiz) eta ‰ 1.01-eko jaitsiera *N. truempyi*-n (‰ -1.17-ko balio minimora iritsiz). Ur bero eta latitude baxuko foraminifero plantonikoen proportzioa % 70-era igotzen da, foraminiferoen kontserbazioa okerragotu egiten da eta ganbera solteak eta korrosioak janak ageri dira. Foraminifero bentoniko autoktonoek proportzioa txikitu egiten da aloktonoekiko; epifaunalak (% 63 arte), aglutinatzaileak (% 72 arte) eta *Globobulimina* generokoak nagusitzen dira asoziazioan. Iknofosilak nabarmen gutxitzen dira kopuruz eta dibertsitatez.

C TARTEA

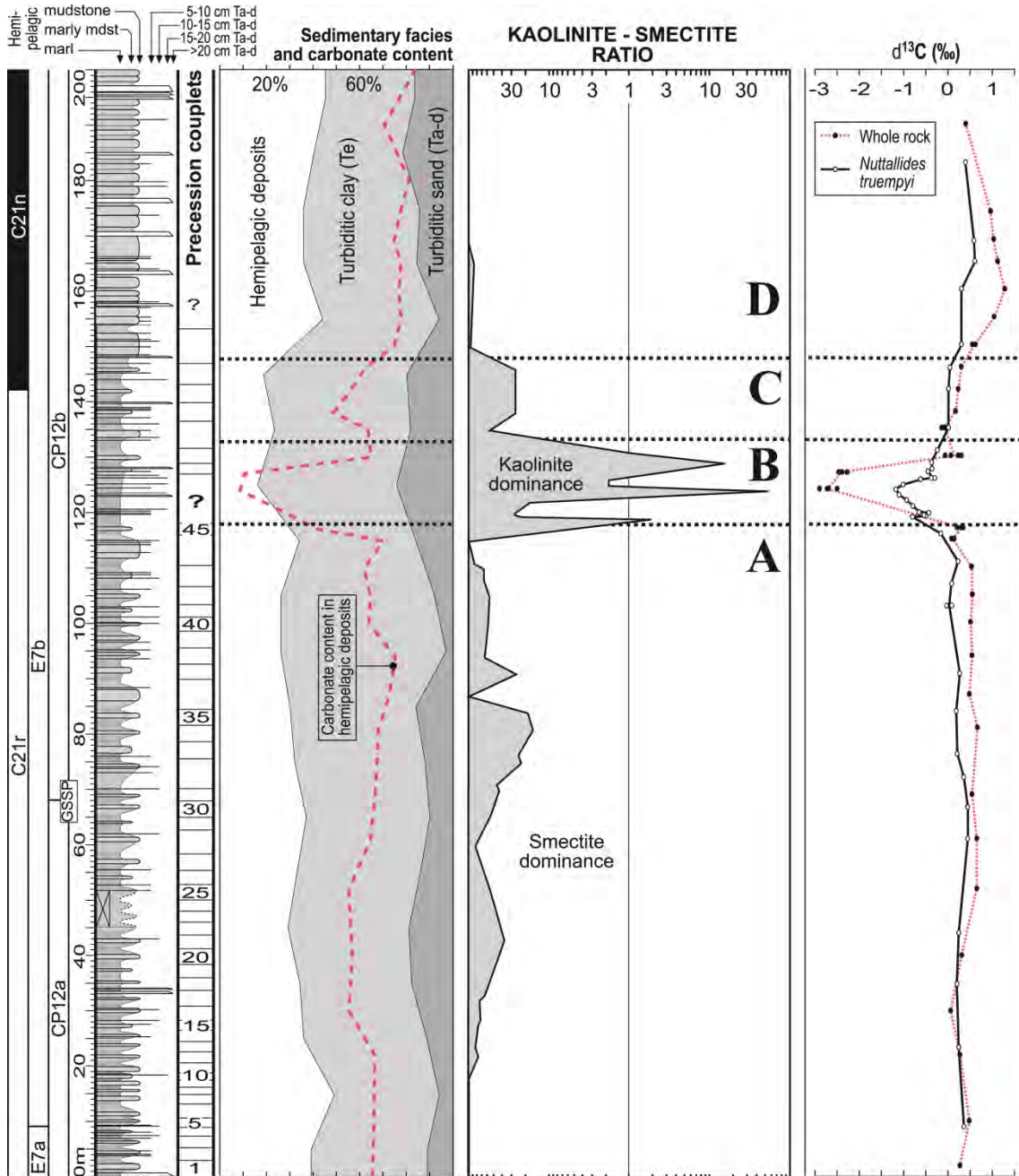
Errekuperazioko tartea islatzen du 133 eta 148 m artean, adierazleak gertakariaren aurreko balioetara itzultzeko prozesua. Kareharrien proportzioa % 19 da oraindik, baina turbidita lodien proportzioa asko gutxitzen da. Karbonatoaren batezbesteko edukia % 52-ra igotzen da eta buztin mineralak % 21-era jaitsi, kaolinitaren esmektitarekiko proportzioa herenera jaisten delarik. $\delta^{13}\text{C}$ gradualki handitzen da ‰ -0.07-tik ‰ 0.30-era arroka osoan ‰ 0.01-etik ‰ 0.04-era *N. Truempyi*-n. ur beroetako foraminifero plantonikoen asoziazioak balio altuetan mantentzen dira, eta gainera foraminifero bentoniko aloktonoak proportzioan ugaritu egiten dira. Foraminifero bentoniko autoktonoen dibertsitatea txikia da eta deigarriak dira *Aragonia aragonensis* eta *Globobulimina*-ren bat-bateko ugaritzeak. Iknofosilek ugaritasun txikia dute oraindik.

D TARTEA

Gertakariaren ondorengo tartea da, 148. metrotik gora. Hala ere, lehen 10 metroetan gertakari hipertermalaren errebote efektua nabari daiteke, non paleoingurugiro proxy-en balioak A tartekoen batezbestekoak gainditzen dituzten, ondoren hasierako balioetara jaisteko. Horrela, kareharrien proportzioa % 40-ra igotzen da eta, nahiz eta turbidita lodiren bat tartekatzen den, turbidita meheak asko gutxitzen dira. Karbonato edukia % 77-ra iristen da eta buztin mineralak % 11 arte gutxitu, ia esmektita eta illita bakarrik agertuz. $\delta^{13}\text{C}$ balioak ‰ 0.40 eta ‰ 1.28 artekoak dira arroka osoan eta ‰ 0.30 eta ‰ 0.60 artekoak *N. Truempyi*-n. Foraminifero plantonikoen bentonikoekiko proportzioa gutxitu egiten da gradualki A tarteko balioetara iritsi arte, eta foraminifero bentonikoen dibertsitatea handitzen da, foraminifero bentoniko aloktonoak B eta C tarteetako ehunekoetan mantendu arren. Iknofosilen dibertsitatea zertxobait handitzen da, pascichnia familiako trazak nabarmenduz.

Lau tarteetako datu litologiko eta geokimikoak 4.6 irudiko grafikoan daude laburtuta (Payros et al., 2012). Proxy hauek guztiak interpretazioko atalean ikerketa honetan nanofosil karetsuetatik eskuratutako emaitzekin alderatuko dira. Payros et al.-en (2012) arabera, C21r-H6 gertakariaren hasiera B tartearen oinarekin lotua dago. Muga hau Lutetiarraren oineko GSSP-a baino 15 tupa-kareharri bikote gorago kokatzen da, eta GSSP-a 47.76 Mu-an datatua dago (Payros et al., 2011; Molina et al., 2011). Tupa-kareharri bikote bakoitzak ekinozioen prezesio ziklo bat adierazten duela suposatuz, 21 ku irauten duena (Hays et al., 1976), C21r-H6 gertakariaren hasiera duela 47.44 Mu

kokatuko litzateke (Payros et al., 2012). C tarteak C21r-C21n inbertsioa baino tupa-kareharri bikote bat gorago amaitzen da. Inbertsioa 142. metroan kokatua dago eta 47.235 Mu-an datatua izan zen. Hori horrela, C21r-H6 gertakariaren iraupena 226 kua da (Payros et al., 2012).



4.6 irudia. Payros et al.-ek (2012) Gorrondatxeko sekzioak ikertutako 200 metroen erregistro litologikoa, eta bertan adierazita kronoestratigrafia, prezesioetako tupa-kareharri bikoteak, kareharri hemipelagiko, turbidita eta tupen ugaritasuna eta karbonato edukia (0 metroa Sopela-Galea segidako 900 metroa da). Alboan gehitu da kaolinita-esmektita ratioa, non 1 bien kantitate berdina den, eta $\delta^{13}\text{C}$ -ren emaitzak

kareharri hemipelagikoetan (arroka osoa) eta Nutallides truempyi-n. A-B-C-D tarteak, hurrenez hurren, C21r-H6 gertakariaren aurreko zatia, C21r-H6-ren nukleoa, errekupeazioa gertakaritik eta ondorengo tartea dira (Payros et al., 2012).

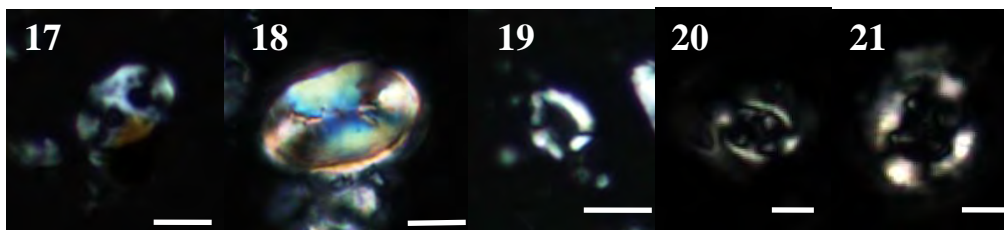
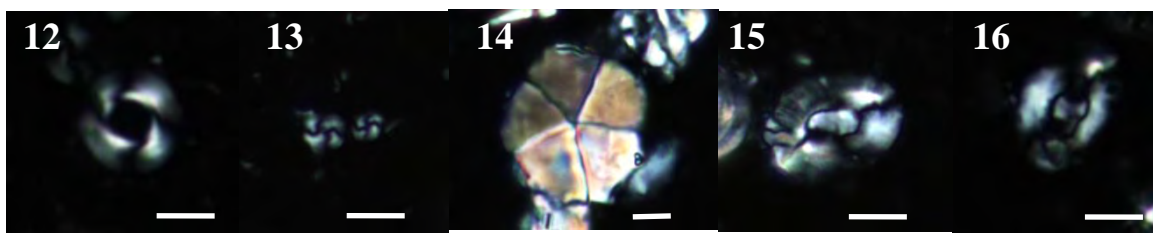
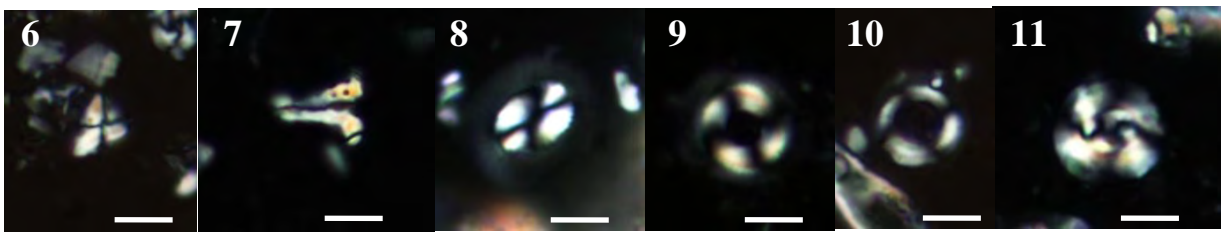
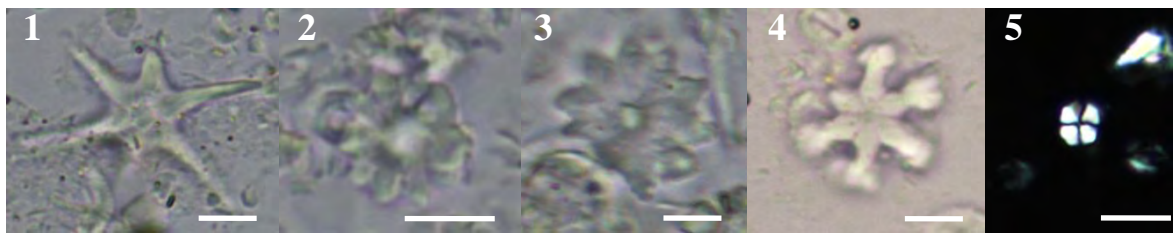
4.5. GORRONDATXEKO NANOFOSIL KARETSUEN ASOZIAZIOAK

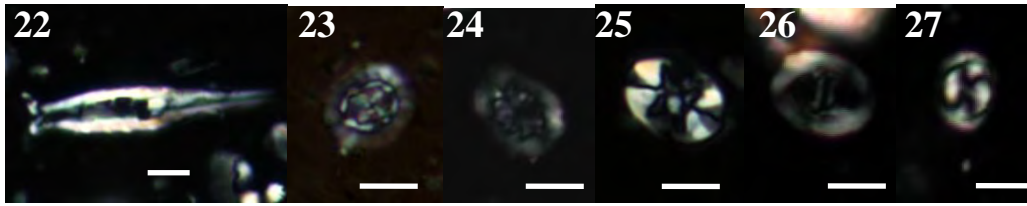
4.5.1. DATU BILKETA

Gorrondatxeke C21r-H6 gertakaria nanofosil karetsuekin ikertzeko 128 lagin hartu ziren, eta horrela lagindu ziren A tartearen azken 20 metroak (98-118 m), B (118-133 m) eta C (133-148 m) tarteak osorik eta D tarteko lehen 34 metroak (148-182 m). Laginketaren tartekatzea aldakorra izan zen sekzioan zehar. A tartearen gehiengoan (98-114 m) tartekatzea 80 cm-koa izan zen, eta A tartearen azken 4 metroetan eta B tarte osoan 30 cm-ra jaitsi zen. C tartearen eta D tarteko lehen 14 metroetan tartekatzea berriz 80 cm-ra igo zen eta hortik aurrera gradualki igo zen 1.4 m-tik 2 m-ra. Laginak tupa grisezko geruzen goialdeko zatian hartu ziren, azpiko turbiditek ekar zitzaketan nanofosil birlanduak ekiditeko.

Laginak dekantazio metodoarekin (Flores & Sierro, 1997) prestatu ziren eta argi transmitituzko Leica DMLP mikroskopioak aztertu ziren 1250X-eko handitzearekin. Lehenik, *smear slide* bakoitzean ageri ziren taxoi guztiak identifikatu ziren (1. Lamina, Perch-Nielsen (1985b), Bown (1998) eta Nannotax eta Nannoware katalogo digitaletako sistematika taxonomikoari segika (ikus 3.3 atala). Bernaola et al.-en (2006b) Gorrondatxeke segidako bioestratigrafia ere erabili zen. Identifikatutako taxoiak NP14an (edo CP12b-n) autoktonoak ala birlanduak ziren jakiteko, beren hedapen tenporalak egiaztatu ziren goian aipatutako erreferentziei jarraituz. Gorrondatxen ageri diren taxoian zerrenda Intxauspe-Zubiaurre et al.-en (2017a) ikus daiteke.

Mesozoikoko generoak erraz identifikatzen dira eta birlandu moduan sailkatu dira, salbu *Braarudosphaera* eta *Markalius*, Eozenoko NP14-CP12b biozonara arte iraun baitzuten. Bestalde, *Calciosolenia*, *Craticulithus*, *Ellipsolithus*, *Fasciculithus*, *Heliolithus*, *Hornibrookina*, *Neochiastozygus*, *Prinsius* eta *Toweius* generoak eta *Discoaster multiradiatus* espeziea Zenozoikoko birlandu gisa sailkatu dira, NP14-CP12b biozonaren hasiera baino lehen iraungi baitziren. Aitzitik, xafletan ageri diren eta beren hedapen estratigrafikoak aipatutako biozonak hartzen dituen taxoi asko, biozona horiek baino lehenago agertu ziren. Zoritzarrez, oraindik ez da zehaztu banako autoktono eta birlanduak bereizteko patroirik, beraz ez dago jakiterik autoktonotzat hartutako banako guztiak benetan autoktonoak diren ala haietako batzuk sedimentu zaharragoetatik garraiatuak izan ziren. Nahasmena ekiditeko, beren hedapen estratigrafikoak NP14-CP12b biozonak hartzen dituen banako guztiak autoktono gisa sailkatu dira.



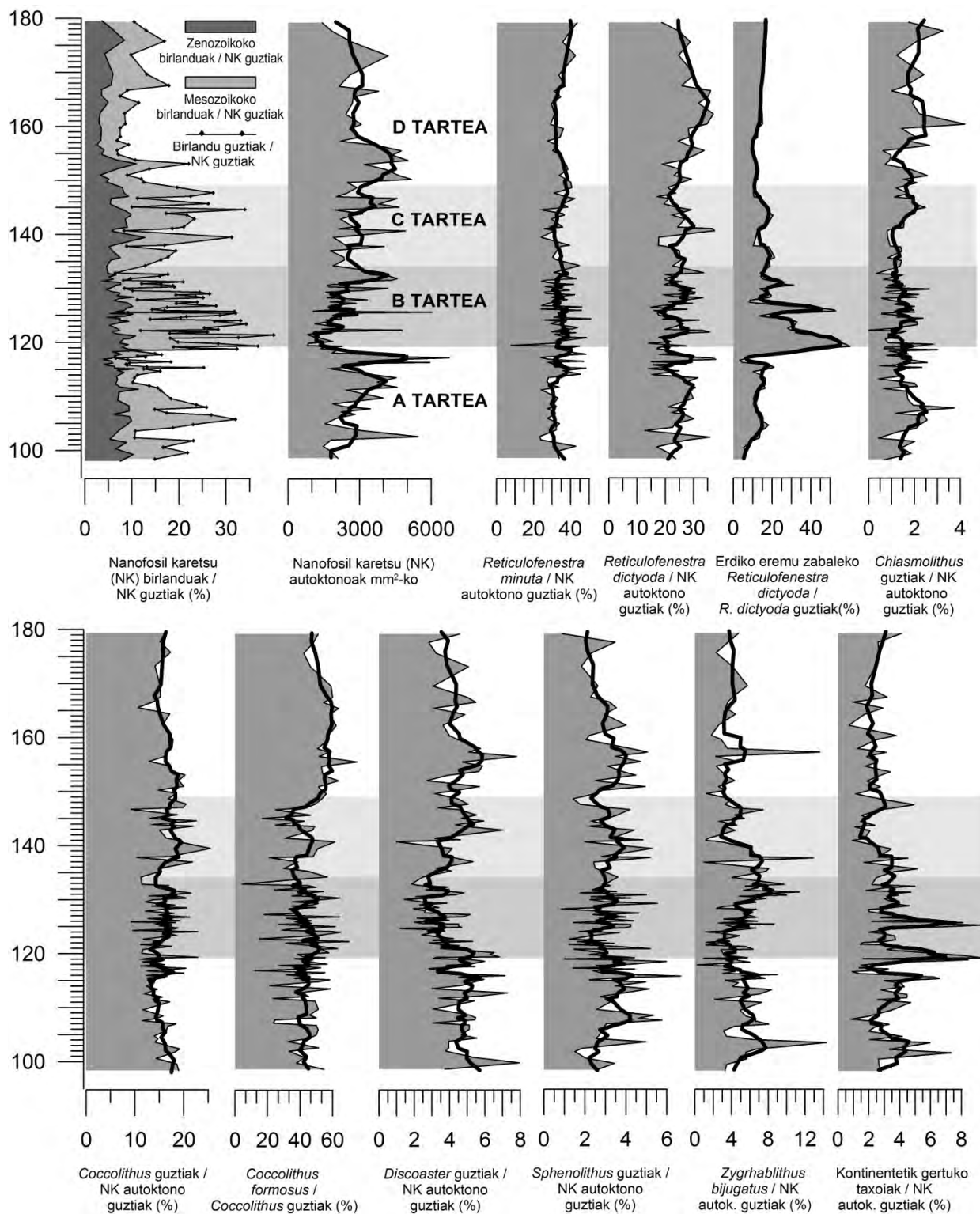


1. Lamina. Gorrondatzen ageri diren hainbat taxoiren mikroargazkiak. Eskala barra 5 μm . **Taxoi autoktonoak:** (1) *Discoaster lodoensis*. (2) *Discoaster kuepperi*. (3) *Discoaster barbadiensis*. (4) *Discoaster deflandrei*. (5) *Sphenolithus moriformis*. (6) *Sphenolithus spiniger*. (7) *Zygrhablithus bijugatus*. (8) *Coccolithus pelagicus*. (9) *Coccolithus formosus*. (10) *Ericsonia orbis*. (11) Erdiko eremu hertsiko *Reticulofenestra dictyoda*. (12) Erdiko eremu zabaleko *Reticulofenestra dictyoda*. (13) *Reticulofenestra minuta*. (14) *Braarudosphaera bigelowii*. (15) *Helicosphaera lophota*. (16) *Helicosphaera seminulum*. (17) *Pontosphaera pulchra*. (18) *Pontosphaera plana*. (19) *Lanternithus minutus*. (20) *Chiasmolithus solitus*. (21) *Chiasmolithus consuetus*. (22) *Blackites inflatus*. **Taxoi birlanduak:** (23) *Prediscosphaera* sp. (24) *Cretarhabdus* sp. (25) *Eiffelithus* sp. (26) *Tranolithus* spp. (27) *Toweius pertusus*.

4.5.2. ASOZIAZIOEN AZTERKETA

Gorrondatxeko sedimentuak oso ugariak dira nanofosil karetsutan, batezbeste 3290 banako mm^2 -ko. Kontserbazioa ona eta hala moduzko artekoa da. Asoziazioak ez du disoluzioaren eraginik izan, zeren *Reticulofenestra minuta* eta *Zygrhablithus bijugatus*, disoluzioarekiko sentikorrak diren bi espezie (Adelseck, 1973; Bralower, 2002; Jiang & Wise, 2006; Raffi et al., 2009) arazorik gabe identifikatu daitezke, nahiz tarteka disoluzio partziala erakutsi. Beraz, esan daiteke lan honetan kalkulaturako proportzioak originalak direla. Era berean, *Discoaster* eta *Zygrhablithus* batzuk berrazte pixka bat erakusten dute, baina honek ez du beren identifikazioa zailtzen.

Nahiz eta ageri diren espezie guztiak kontatu diren, ondoren interpretazio paleoekologikoak egiteko ez dira kontuan izan behar asoziazioaren % 3 baino gutxiago direnak (Backman & Shackleton, 1983). Atal honetan asoziazioaren % 3 baino gehiago osatzen duten taxoiez bakarrik hitz egingo da jarraian. Antzeko afinitate ekologikoa zuten taxoiak, beren kasa % 3-ra iristen ez zirenak, batu egin dira, horrela gutxieneko kopuru hori gainditu ahal izateko (4.7 irudia). Balio osoak Intxauspe-Zubiaurre et al.-en (2017a) ikus daitezke.



4.7 irudia. Ikerketa honetan aztertutako Gorrondatxeko serieko nanofosil karetsu talde ezberdinen ugaritasuna. Ikus A-B-C-D tarte estratigrafikoen arteko desberdintasunak; eskalak ezberdinak dira proxy bakoitzeko. Grafiko bakoitzeko marra lodia elkarren segidako 5 punturen batezbesteko mugikorra da. Zutabeko 0 metroa Sopela-Galea sekzioko 900. metroa da.

Nanofosilen ugaritasun totala

1 mm²-ko azaleran ageri diren nanofosil karetsuen ugaritasun totala kalkulatu da (4.7 irudia). Batezbestekoa 3169 banako da mm²-ko A tartean, nahiz eta deigarriena 116 eta 117 m arteko batezbesteko altua den (4916 banako/mm²). Kopurua nabarmen gutxitzen da B tartean, 2257 banako/mm²-ko batezbestekora, minimoa 794 banako/mm² izanik 125. metroan. Ugaritasuna gradualki igotzen da C tartean (3254 banako/mm² batezbeste), eta berriz jaisten da D tartean (2664 banako/mm² batezbeste), nahiz eta D tarteko lehen 10 metroetan A tarteko batezbestekoa gainditzearainoko errebote bat nabari den (3965 banako/mm²).

Nanofosil karetsu birlanduen proportzioa nanofosil karetsu guztiekiko handitu egiten da C21r-H6 gertakarian zehar. Hemen Mesozoiko eta Zenozoikoko taxoi birlanduak banandu dira. Mesozoikokoak A tartean batezbeste % 8.44 izatetik B tartean % 13.22 izatera ugaritzen dira (lagin batzuetan % 30-eraino balio maximoak erakutsiz). Proportzioa progresiboki jaisten da C tartean % 11.63-ko batezbestekora eta D tartean % 6.27-kora. Zenozoikoko taxoi birlanduak ez dira asko aldatzen sekzioan zehar, batezbeste % 7.55 A tartean, % 7.65 B tartean, % 7.53 C tartean eta % 5.02 D tartean. Hori bai, Mesozoiko eta Zenozoikoko taxoen ugaritzea aldi berean ematen da.

Reticulofenestra

Reticulofenestra-k osatzen du, batezbeste, asoziazioaren % 60-a. Hiru motakoak daude: 5 µm baino txikiagoak *R. minuta* gisa sailkatu dira. 5 µm-tik gorakoan artean, mota batek erdiko eremu hertsia du eta nicol gurutzatuekin ia ez da nabari irekidura, bere irudia puntu zentral batetik abiatutako lau aspa izanik. Beste motak erdiko eremua zabalagoa du, eta hau nabarmen ikusten da nicol gurutzatuekin (1. Lamina). Bi motak espezie beraren morfotipo ezberdinak kontsideratu dira, kokolitoaren gainerako elementu guztien antzekotasuna dela eta, irekiduraren tamaina izan ezik. Erdiko eremu hertsiko morfotipoak Eozeno ertaineko *Dictyococcites scrippsae* espeziearen antza du, baina *Dictyococcites* generoa lehenengoz NP16-17 biozonan agertzen da (Bukry & Percival, 1971). Ondorioz, bi morfotipoak *R. dictyoda* espeziearen baitan sailkatzea erabaki da. Ez da aurkitu erdiko eremu hertsiko morfotipo hau *R. dictyoda* eta *Dictyococcites* arteko etapa ebolutibo bat dela dioen erreferentzia bibliografikorik. Aldiz, ikerketa honetan bai kontsideratu da morfotipo bakoitza ingurugiro baldintza ezberdinetarako egokitzapen bat izateko aukera.

Emaitzak honakoak dira (4.7 irudia): *R. minuta*-ren batezbesteko ugaritasuna nanofosil karetsu autoktono guztiekiko % 32.22-koa da A tartean, % 34.93-koa B tartean, % 33.8-koa C tartean eta % 35.31-koa D tartean. *R. dictyoda*-ren batezbestekoa, bi morfotipoak batuta, % 24.85-ekoa da A tartean, % 22.97-koa B tartean, % 24.26-koa C tartean eta % 27.94-koa D tartean. Bi morfotipoen arteko proportzioa kalkulatzeko, erdiko eremu zabaleko morfotipoaren eta *R. dictyoda* guztien arteko zatidura erabili da. Erdiko eremu zabaleko *R. dictyoda*-ren proportzioa A tartean % 12.52 izatetik B tartean % 29.93 izatera igotzen da, eta gero C tartean % 14.6 eta D tartean % 14.46 izatera jaisten da.

Coccolithus

Sekzioko bigarren genero ugariena *Coccolithus* da (4.7 irudia). Generoko espezie guztien baturak ez du aldaketa nabarmenik erakusten, A tartean % 15.35 da, B tartean % 15.58, C tartean % 17.09 eta D tartean % 16.35. Badaude 5 µm baino txikiagoko banakoak, eta orain arte definitutako *Coccolithus* txiki bakarra *C. pauxillus* da, zirkularra. Gorrondatxeko 5 µm-tik beherako gehienak, ordea, eliptikoak dira. Ondorioz, tamaina txikiko *Coccolithus* guztiak “<5 µm-ko *Coccolithus*” taldean sailkatu dira. Beren ugaritasuna ia ez da aldatzen, A tartean % 4.05, B tartean % 4.68, C tartean % 5.66 eta D tartean % 4.28. 5 µm-tik gorako artean, % 99-a *C. pelagicus* ala *C. formosus*, eta espezie hauen arteko proportzioa kalkulatu da, afinitate paleoekologikoan desberdintasunik ba ote duten ikusteko. Horrela, *C. formosus*, bien baturarekiko proportzioan, A tartean % 42.42 izatetik progresiboki handitzen da, B tartean % 43.75 izatera, C tartean % 46.24-ra eta D tartean % 54.89-ra.

Tenperatura altu eta oligotrofiako taxoiak

Gorrondatxen ageri diren taxoietatik, *Discoaster*, *Sphenolithus* eta *Zygrhablithus* dira historikoki ur bero, oligotrofiko eta lasaien adierazle kontsideratu direnak (ikus II. kapitulua). Euretako bat bera ere ez da ugaritzen C21r-H6 gertakarian zehar (B eta C tartea) nanofosil karetsu autoktono guztiekiko proportzioan; izatez gutxitzera jotzen dute gertakarian zehar eta kasu batzuetan D tartean bertan errekuperatzen dira. Horrela, *Discoaster*-en ugaritasuna % 4.74-koa da A tartean, % 3.6-koa B tartean, % 4.46-koa C tartean eta % 4.29-koa D tartean. *Sphenolithus* asoziazioaren % 3.47 da A tartean, % 3.06 B tartean, % 3.33 C tartean eta % 2.9 D tartean. *Z. bijugatus* asoziazioaren % 5.52 da A tartean, % 4.9 B tartean, % 4.83 C tartean eta % 3.81 D tartean. Nanofosil karetsuen

ugaritasun totalarekin bezalaxe, balio erlatiboki altuak erakusten dituzte 116 m inguruan bai *Discoaster*-ek (% 7.28), bai *Sphenolithus*-ek (% 6.68) eta bai *Zygrhablithus*-ek (% 7.64) eta balio minimoak 125 m inguruan (% 1.18, % 0.83 eta % 1.14).

Beste adierazle paleoekologiko batzuk

Arestian aipatutako taldeez gain, *Ericsonia* eta *Neococcolithes* ere erabili izan dituzte autore batzuk tenperatura altuaren adierazle gisa (Bramlette & Sullivan, 1961; Tremolada & Bralower, 2004; Agnini et al., 2007). Baina bietako inor ez da batezbeste % 1 gainditzera iristen eta ezin dira erabili interpretazio paleoekologikorako. Tenperatura baxua eta latitude altua adierazten dituen *Chiasmolithus*-en balioak ere ez dira adierazgarriak, baina bere joera interesgarria da, A tartean % 1.64 izatetik B tartean % 1.33 izatera gutxitzen baita, eta gero C tartean % 1.47-ra eta D tartean % 1.84-ra igo.

Azkenik, badago kontinentearen gertutasuna erakusten duen taxoiaren talde bat, indibidualki % 2-ra iristen ez direnak baina elkartuta % 3 gainditzen dutenak. Talde honetan *Pontosphaera*, *Helicosphaera*, *Braarudosphaera*, *Micrantolithus*, *Pemma*, *Pseudotriquetrorhabdulus* eta *Lanternithus* sartzen dira. Baturaren proportzioa % 3.46 da A tartean, % 4.04 B tartean, % 2.49 C tartean eta % 2.4 D tartean. Aipagarria da B tartean bi gune daudela tarteko batezbestekoa nabarmen gainditzen dena: taldearen batezbestekoa % 6.85 da 118 eta 119 m artean (% 9.37-ko balio maximoarekin) eta % 6.52-koa 125 eta 126 m artean (% 9.27-ko maximoa; 4.7 irudia).

4.5.3. INTERPRETAZIOA

Gorrondatxeko paleoingurugiro baldintzak Lutetiar goiztiarrean zehar

Gorrondatxeko nanofosil ugaritasuna handia da, baina nanofosil birlanduen ugaritasuna ere oso handia da, batezbeste % 20 inguru. Honek sedimentuaren birmobilizazio garrantzitsua erakusten du eta zalantza eragin dezake ea autoktono gisa kontatutako banakoak benetan hala diren. Baina, Zenozoikoko birlanduen artean ia ez dago aldaketarik eta horrek pentsarazten du autoktono kontsideratu direnen artean birlandurik balego, birlandu hauen proportzioa konstantea izango dela sekzio osoan, eta beraz ez dela aldatuko benetan autoktono direnen joera orokorra.

Nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasun totalarekin hasita, C21r-H6 gertakariaren hasieran erakusten duten murrizte bortitza era ezberdinetan interpreta daiteke. Murrizketa ez da disoluzioaren ondorio, disoluzioarekiko sentikorrek diren *Reticulofenestra minuta* eta *Zygrhablithus bijugatus* ongi kontserbatuak baitaude. Interpretazio posible bat da C21r-H6 gertakarian zehar kokolitoforoen ugaritasuna azaleko uretan gutxitu egin zela, hots, ekoizpena gutxitu zela. Beste aukera bat da ekoizpena mantentzea eta agian baita handitzea ere, baina ekarpen terrigenoaren igoerak nanofosil karetsuen diluzioa eragin zuela itsas hondoa metatutako sedimentuetan. Mesozoikoko nanofosil birlanduek bigarren hipotesia indartzen dute, sedimentu zaharren birmobilizazioa erakusten baitute. Payros et al.-ek (2012) deskribatutako kaolinitaren igoerak ere kontinenteko sedimentuaren ekarpenaren igoera erakusten du.

Nanofosil karetsu autoktonoen arteko proportzioen aldaketak ez dira PETM edo ETM2 gertakari hipertermaletan erregistratutakoak bezain adierazgarriak (Monechi et al., 2000; Bralower, 2002; Orue-Etxebarria et al., 2004; Gibbs et al., 2006; Agnini et al., 2007). Honek iradokitzen du organismoak erraztasunez egokitu ziren C21r-H6 asaldura klimatikoak eragindako ingurugiro aldaketetara, nahiz eta ozeanoan aldaketa geokimiko garrantzitsuak gertatu. Dena den, bai bereizten dira joera esanguratsuak, esaterako ugariak diren genero kosmopolitak, *Reticulofenestra* eta *Coccolithus*, zertxobait ugaritzea, elikagai kontinentalen ekarpena handitzearen erantzuna izan daiteke. Hala ere ez dago espezie oportunistak txikiak, <5 µm-ko *Reticulofenestra* kasu, ugaritze nabarmenik, PETM-an zehar ertz kontinentaletan ikusi den bezala (Bralower et al., 1995; Thompson & Schmitz, 1997; McGonigal & Wise, 2001; Taylor & Macquaker, 2011). Bai da deigarria tenperatura altuko eta oligotrofiako taxoiak gutxitzea, bereziki *Discoaster*-ena. Izan ere, Sexton et al.-ek (2011) ozeano hondorako kalkulaturako 2-4°C-ko igoerak pentsarazten du azaleko itsasoan ere berotzea emango zela Euskokantauriar arroan. Nahiz eta ur hotzetako *Chiasmolithus* zertxobait gutxitzen den, tenperatura altuaren adierazleak ez ugaritzeak pentsarazten du ez zela tenperaturaren igoerarik gertatu, edo bestela beste ingurugiro faktore batek eragin handiagoa izan zuela. *Discoaster*, *Sphenolithus* eta *Z. bijugatus*, tenperatura altukoak izateaz gain, ur lasai eta oligotrofikoetan bizi ziren, eta *Discoaster* eta *Zygrhablithus* gainera Eozenoko gainerako kokolitoforoak baino sakonera handiagoan bizi zirela uste da (Aubry, 1998; Mutterlose et al., 2007; Giraldo-Gómez et al., 2016). Esekiduran material terrigeno gehiago egoteak sakonera handira argia iristea mugatuko zukeen, genero hauen

fotosintesia zailduz. Gainera, *Reticulofenestra* bezalako taxoi meso-eutrofikoak baino okerrago egokituko lirateke kontinenteko elikagaien ekarpen handiagora.

Zentzu honetan, oso esanguratsuak suertatzen dira kontinentearen gertutasuna adierazten duten taxoiek C21r-H6 gertakarian zehar erakusten dituzten pikoak. Honek erakusten du eremu litoralaren berezko baldintzak ozeanorantz hedatu zirela, azaleko uretan ur kontinentalen presentzia handitu zela eta honek gazitasuna gutxitu zuela. Baldintza hauek onuragarriak ziren kontinentetik gertuko taxoientzat.

Oro har, nanofosil karetsuen asoziazioek ekarpen kontinentalaren ugaritze bat erakusten dute C21r-H6 gertakarian zehar, itsaso irekiko eremuan elikagaien eta esekidurako material terrigenoaren ugaritzea eragin zuena, gazitasuna murriztearekin batera. Honek guztiak iradokitzen du Euskokantauriar arroan ziklo hidrologikoa indartu egin zela, prezipitazio gehiago eta kontinentetik ozeanoranzko isurketa handiagoa eraginez (Barron et al., 1989; Schmitz & Pujalte, 2003; Wing et al., 2005; Held & Soden, 2006; Sluijs et al., 2009). Euskokantauriar arroa Eozenoan ez zegoenez *upwelling* zona batean kokatuta (Bice & Marotzke, 2002), elikagaien ugaritasunean gehiago eragiten zuen ekarpen kontinentalak, uraren estratifikazioak eta nutriklinaren posizioak baino. Dena den, eklosioak egin ohi zituzten *Reticulofenestra* txikiak ez direnez proportzioan nabarmen ugaritzen, esan daiteke ekoizpena ez zela bereziki handitu.

Taxoi gehienek errekupeazio bat erakusten dute C tartearen hasierako balioetan, behin C21r-H6 gertakariaren hasierako pultsua igarota. Honek klimaren errekupeazio graduala egiaztatzen du, eta baita itsasoko baldintza egonkor eta oligotrofikoetaranzko joera ere.

Berezitasunak taxoi batzuren portaeran

Azkenik, esanguratsuak dira erdiko eremu zabal eta hertsiko *R. dictyoda* morfotipoen ratioaren aldaketak. Bigarrena nabarmen ugariagoa da (% 80 batezbeste), baina erdiko eremu zabaleko morfotipoaren proportzioa bikoiztu egiten da C21r-H6 gertakariaren pultsu nagusian, hau da, non tenperaturarik altuena zegoenean, ingurugiroa meso-eutrofikoa zenean eta gazitasuna gutxitu zenean. Honek erakusten du *R. dictyoda*-ren erdiko eremu zabaleko morfotipoa baldintza aldakorretara hobeto egokitzen zela. Bestalde, *Coccolithus formosus*-en proportzioa *C. pelagicus*-ekiko handitu egiten da

baita gertakarian zehar, baina askoz ere gehiago oraindik errekupeazioan zehar. Horrek adierazten du espezie hau C21r-H6 gertakariak eragindako asaldura klimatikora hobeto egokitu zela, eta baita beronen errekupeazio fasera ere.

4.6. IRUDIEN ANALISIA

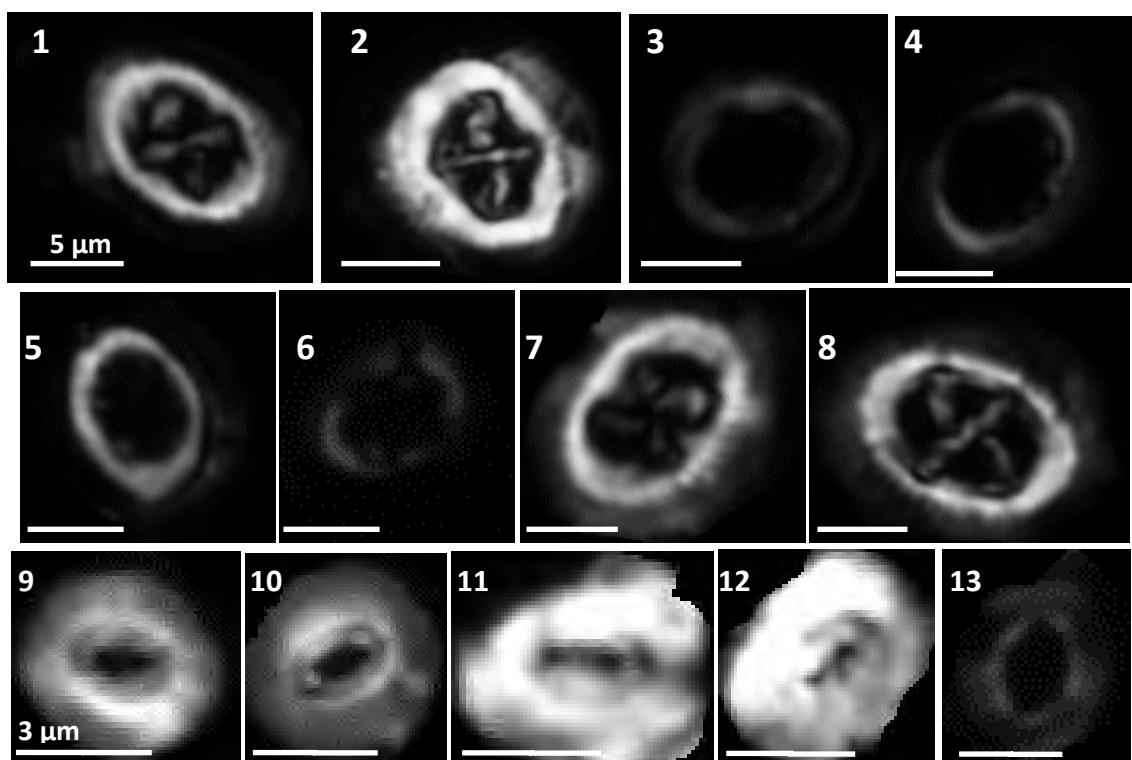
4.6.1. DATU BILKETA

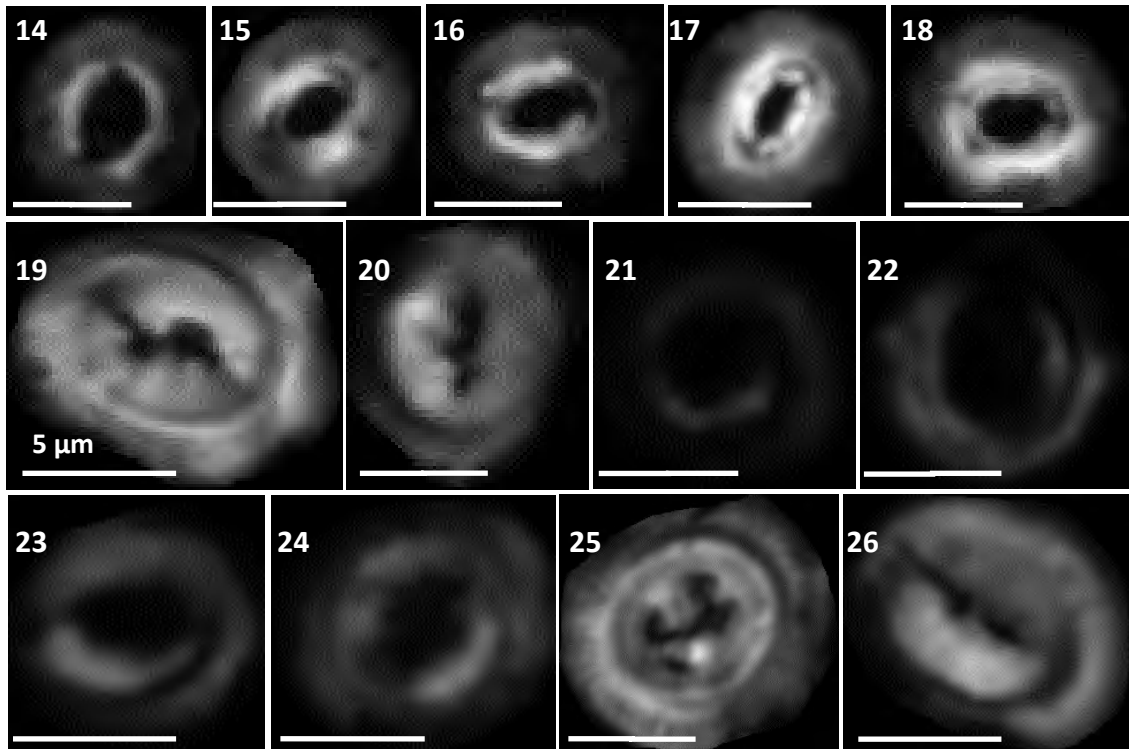
Irudien analisirako Gorrondatxeko asoziazioak aztertzeke erabilitako xafla mehe berberak erabili dira, 128 lagin orotara (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2017b). Hiru taxoiekin egin da lan, hirurak kokolitoak izanik:

- (1) *Chiasmolithus solitus*: Asoziazioekin lan egiterako unean ikusi zen C21r-H6 gertakariari dagozkion lagin batzuetan *C. Solitus* askok ez zutela erdiko barrarik, eta euren lekuan hutsuneak bereizten ziren, lehenago barrak egon izanaren erakusle (ikus 2. lamina). Horrekin ikusi zen espezie hau disoluzio prozesuen erakusle ona izan daitekeela, beraz zuzenean hautatu zen irudien analisirako erabiltzeke. Gainera, *C. solitus* ikertutako hiru sekzioetan da autoktonoa eta elkarren arteko konparaketak egiteke balio du.
- (2) *Reticulofenestra minuta*: Espezie honek disoluzioarekiko erresistentzia gutxi duela kontsideratu da askotan, bere tamaina txikiagatik eta kristalen hauskortasunagatik (Perch-Nielsen, 1985b; Aubry, 2009). Horregatik eta Gorrondatxeko laginetan ugaria delako hautatu zen irudien analisirako; gainera Oyambren ere autoktonoa da.
- (3) *Toweius pertusus*: C21r-H6 gertakaria baino lehen desagertu bazen ere, Gorrondatxeko taxoi birlanduen artean oso ugaria da. Hiru arrazoigatik erabaki zen interesgarria zela irudien analisirako. Batetik, jakina da disoluzioarekiko sentikorra dela (Adelseck, 1973; Tremolada and Bralower, 2004; Jiang & Wise, 2006; Raffi et al., 2009; Stoll et al., 2007) eta ondo erakutsi ditzake aldaketak CaCO₃ edukian. Bestetik, *Toweius* generoa NP14-rako desagertua zegoenez, bere emaitzak taxoi autoktonoenekin konpara daitezke; honela argitu daitezke zein momentutan eta arroko zein lekutan gertatu ziren karbonato edukiaren aldaketak. Azkenik, *Toweius pertusus* NP11 biozonan existitu zen, hots, Barinatxeko sekzioari dagokion adinean; garai hartan *Reticulofenestra* generoa existitzen ez zenez, Gorrondatxe eta

Barinatxeren konparaketa egiteko *Toweius pertusus*-en emaitzak erabil daitezke, fidagarriak direla egiaztatzen bada.

Irudien analisia egiteko, lehenik taxoi bakoitzaren 50 argazki atera ziren lagin bakoitzean polarizazio zirkularra erabiliz (ikus III. kapitulua), orotara 19200 argazki (2. lamina). Jarraian, C-Calcita programa erabiliz argazki guztiak ebaki ziren hautatutako banakoen ertzetik kurtsorea pasaz, eta programak automatikoki kalkulatu zuen banako bakoitzaren azalera, bolumena eta masa. Kalkuluak egiteko $\text{pg}/\mu\text{m}^3$ unitatea erabiltzeko aukera baztertu zen, izan ere *Chismolithus*-en barren eta ezkutuen lodierak ezberdinak dira eta barrak ez edukitzeak erabat baldintzatzen du masa/bolumen kalkulua. Horregatik, datuen analisia egiteko masa eta azaleraren arteko zatidura erabili da ($\text{pg}/\mu\text{m}^2$). Honekin, azalera unitatean gertatutako karbonato edukiaren aldaketak beha daitezke, eta tamaina berdineko banakoen artean lodiera aldaketarik egon den ikus daiteke (tamaina berdina: ezkutuak osatzen duen elipsearen ardatzen luzera berdina). Masa/azalera parametroaren denboran zeharreko aldaketa ikusteko lagin bakoitzean espezie bereko banako guztien masa/azalera indizearen batezbestekoa kalkulatu zen. Halaber, erdiko barrarik gabeko *C. Solitus*-en ehunekoa ere kalkulatu zen. *Chiasmolithus*-ek barrarik gabeko kokolitoak ekoiztea ez dela posible diote autore askok, eta malformazio horren arrazoi bakarra ekoiztu ondoren disolbatu izana dela (Perch-Nielsen, 1985b; Gibbs et al., 2004; Raffi & de Bernardi, 2008).





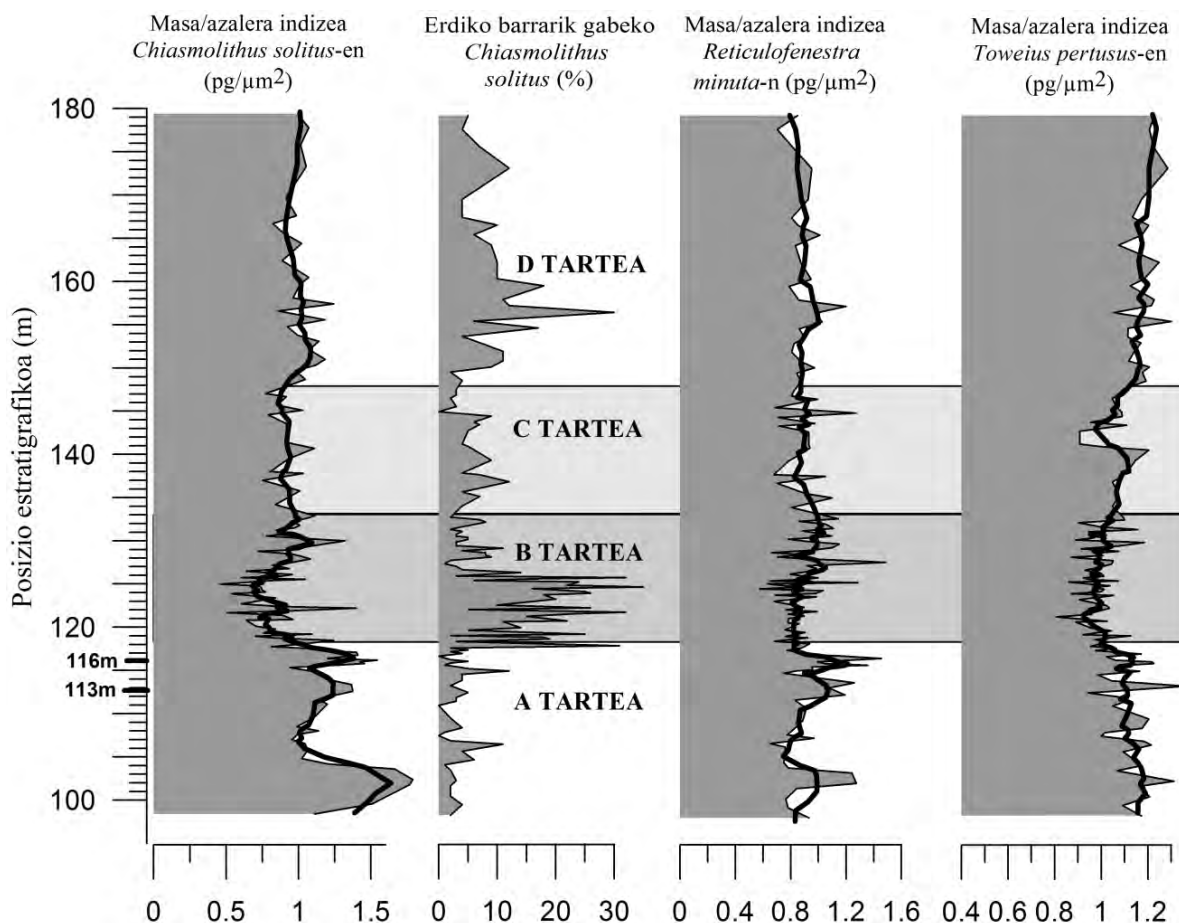
2. **lamina:** Polarizazio zirkularrarekin aztertutako eta C-Calcita softwarearekin (Fuertes et al., 2014) moztutako espezieen irudiak. (1-8) *Chiasmolithus solitus*. (1) C21r-H6 gertakariaren aurreko lagina, A tarte, 100.5 m. (2) A tarteko lagina, 107.5 m. (3) C21r-H6 gertakariko lagina, B tarte, 122.7 m. (4) B tarteko lagina, 125.3 m. (5) C21r-H6-ko lagina, C tarte, 135.5 m. (6) C tarteko lagina, 143.25 m. (7) Gertakariaren ondorengo lagina, D tarte, 156.7 m. (8) D tarteko lagina, 163.5 m. (9-18) *Reticulofenestra minuta*. (9) A tarteko lagina, 103.75 m. (10) A tarteko lagina, 107.5 m. (11) A tarteko lagina, 113 m. (12) A tarteko lagina, 116 m. (13) B tarteko lagina, 122.1 m. (14) B tarteko lagina, 122.5 m. (15) C tarteko lagina, 139.5 m. (16) C tarteko lagina, 143.25 m. (17) D tarteko lagina, 156.7 m. (18) D tarteko lagina, 163.5 m. (19-26) *Toweius pertusus*. (19) A tarteko lagina, 113m. (20) A tarteko lagina, 106.25 m. (21) B tarteko lagina, 121.6 m. (22) B tarteko lagina, 123.9 m. (23) C tarteko lagina, 140.75 m. (24) C tarteko lagina, 142.75 m. (25) D tarteko lagina, 155.75 m. (26) D tarteko lagina, 173 m. Eskala barrak 5 µm neurtzen du *Chiasmolithus solitus*-entzat eta *Toweius pertusus*-entzat, 3 µm *Reticulofenestra minuta*-rentzat.

4.6.2. EMAITZAK

C. solitus-en masa/azalera indizea nabarmen txikiagotu zen C21r-H6 gertakariko B tartean (4.8 irudia; xehetasunentzat, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2017b). Gertakariaren aurreko balioa (A tartea) $1.26 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da, balio maximoa $1.79 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ izanik 102. metroan eta elkarren segidako bi piko daude 113 eta 116. metroetan, 1.37 eta $1.54 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ hurrenez hurren. Masa/azaleraren batezbestekoa $0.88 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra jaitsi zen B tartean zehar, balio minimoa $0.51 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ izanik 122. metroan, A tarteko balio maximoaren herena baino gutxiago. 122. metrotik aurrera indizea gradualki handitzen da C tartean zehar ($0.92 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ batezbeste). D tartearen lehen 10 metroetan indizea $0.98 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da eta D tartearen gainerakoan $0.99 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$, batezbeste. Emaizta hauek bat datoz erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioarekin. A tartean banakoen % 3-ak falta du soilik erdiko barra; proportzioa % 12-ra igotzen da B tartean batezbeste, balio maximoa % 35 izanik 121. metroan, eta berriz jaisten da % 6.6-ra C tartean. D tarteko lehen 10 metroetan batezbestekoa % 8.71 da eta % 8.03 D tartearen gainerakoan.

R. minuta-ren masa/azalera indizeak joera berdinak erakusten ditu, nahiz eta balioak ez diren *C. solitus*-en bezainbeste aldatzen. Piko positiboak bereizten dira, 102, 113 eta 116 metroetan (4.8 irudia), baina C21r-H6 gertakariko masa galera ez da *C. solitus*-en bezain nabarmena, masa/azalera indizearen batezbestekoa A tartean $0.95 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ baita, B tartean $0.9 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$, C tartean $0.87 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ eta D tartean $0.89 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$. Adierazgarria da erregistratutako baliorik txikiena ($0.58 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ 125. metroan) maximoaren erdia baino txikiagoa dela ($1.46 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ 116. metroan).

T. pertusus-en masa/azalera indizean erregistratutako joera ere antzekoa da. Indizearen batezbestekoa $1.11 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da A tartean, 1.36 eta $1.22 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ko pikoekin 113 eta 116 metroetan, hurrenez hurren. B tartean balioa $0.99 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra murrizten da, $0.80 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ko balio minimoa 120. metroan egonik. Balioa C tartean $1.03 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra igotzen da, D tarteko lehen 10 metroetan $1.12 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra eta D tartearen gainerakoan $1.19 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra.



4.8 irudia. Gorrondatxan aztertutako taxoien masa/azalera indizeen aldaketak, eta erdiko barrarik gabeko *Chiasmolithus solitus*-en ugaritasun erlatiboa (%). Lerro lodiak elkarren segidako 5 punturen batezbesteko mugikorra adierazten du. Zutabeko 0 metroa Sopela-Galea sekzioko 900. metroaren baliokidea da.

4.6.3. INTERPRETAZIOA

Masa/azalera indizearen aldaketen kausa: disoluzioa ala aldaketak kaltzifikazioan?

Gorrondatxeko segida estratigrafikoan ikertutako espezieetan masa/azalera indizearen aldaketa esanguratsuak erregistratu dira. Honek erakusten du nanofosil karetsuen CaCO_3 edukian aldaketak egon zirela denboran zehar. Aldaketak hiru faktoreren ondorio izan zitezkeen: (1) kokolitoforoek beren bizi zikloan zehar karbonato gehiago ala gutxiago ekoiztu zuten; (2) organismoak hil ondoren, ur zutabearen zeharreko dekantazioan edota itsas hondotan metatu ondoren, kokolitoen karbonato edukia aldatu

zuten erreazio kimikoak gertatu ziren; (3) CaCO_3 edukia beranduagoko prozesu diagenetikoetan aldatu zen.

Lehenik, aurrez esan da nanofosil karetsuen kontserbazioa ona dela eta sentikorrenak diren taxoietan apenas dagoela berrazkuntzarik, esaterako *Discoaster* eta *Zygrhablithus bijugatus*-en. Honenbestez, diagenesiak ez zuen kokolitoen CaCO_3 edukian eragin.

Bigarren, gerta liteke kokolitoetako karbonatoaren ekoizpen-tasan aldaketak gertatzea kokolitofoeren bizi-zikloan zehar. Sexton et al.-ek (2011) C21r-H6 gertakarian atmosferara C organikoaren igorpen bat gertatu zela ondorioztatu zuten. Antzeko prozesua gertatzen ari da gaur egun ere aktibitate industrialaren ondorioz, eta komunitate zientifikoa ikertzen ari da nola eragiten ari zaion atmosfera karbono dioxidotan aberastea kokolitoetako karbonatoaren ekoizpenari. Hipotesietako bat da CO_2 -a beharrezkoa dela CaCO_3 -aren ekoizpenean eta beraz, CO_2 igoerak kaltzitzen prezipitazioa gehitzen duela, betiere Ca^{2+} nahikoa badago (Rost et al., 2003; Langer et al., 2006). Horrela, nahiz eta CO_2 ugaritzeak uretako H^+ kontzentrazioa igotzen duen eta ondorioz pH-a jaisten den (ikus I eta II kapituluak), hipotesi honek dio kokolitoak ez direla pH aldaketekiko sentikorrak. Hainbat saiakera egin dira laborategian kokolitofoeroak Industria Iraultza aurreko eta ondorengo CO_2 kontzentrazioetara ipintzeko (Langer et al., 2006; Iglesias-Rodriguez et al., 2008; Rivero-Calle et al., 2015). Autore batzuk diote kokolitoen masa handitzearen arrazoia CO_2 kontzentrazioa igotzean kokolitoen kristal handiagoak ekoiztea dela, eta beraz kokolitoak lodiagoak direla (Rost et al., 2003; Riebesell, 2004). Aldiz, beste autore batzuk diote karbonatoa ugaritzea ez dela kristalak handitzearen ondorio, baizik eta zelula bera dela handitzen dena eta beraz kokolito kopuru handiagoa ekoizten duela, nahiz eta euren lodiera berdina izan (Stoll et al., 2007; Gibbs et al., 2013; Bolton et al., 2016).

Kontrara, beste hipotesi batek sostengatzen du pCO_2 igo eta pH-a jaistean, kokolitofoeroek osatu gabeko kristal amorfoak ekoizten dituztela, kokolitoari forma ez zehatzak emanez (Beaufort et al., 2011; Raven & Crawford, 2012; Langer et al., 2013; O'Dea et al., 2014). Paleogenoko gertakari hipertermaletako kaltzifikazioaren ikerketa gehienetan, batez ere PETM-an, nanofosil karetsuek disoluzio ala korrosio garrantzitsua erakusten dute, eta malformazioen adibide ugari daude, esaterako kristal okerrak eta orientazio anormalekoak (Kahn & Aubry, 2004; Jiang & Wise, 2006; Agnini et al.,

2007, Mutterlose et al., 2007; Raffi & De Bernardi, 2008; Bralower et al., 2014). Ikerketek diote pCO₂ igoera dela malformazio hauen kausa.

Gorrondatxen C21r-H6 gertakarian zehar ikertutako taxoi guztien masa/azalera indizea txikitu egiten da, eta hau izan daiteke gertakarian zehar gutxiago kaltzifikatu zutelako. Aitzitik, erdiko barrarik gabeko *C. solitus* kopurua nabarmen handitzen da, eta hori disoluzioaren isla argia da. Zalantza hau argitzeko sakonera txikiagoko laginak aztertu beharko lirateke, baina halakorik ez dago eskura oraingoz. Bai egiaztatu daitezke ordea Gorrondatxen batezbesteko masa/azalera indizea baino handiagoa duten tartea. Konkretuki, 113 eta 116 metroetan sekzio osoko baliorik altuenak daude. Gainera, *R. minuta* banakoek tonu distiratsuagoak erakusten dituzte (2. lamina), lodiera handiagoko kokolitoak direla erakutsiz. Gertakari hauek justu B tartearen aurretik erregistratuak daude eta beraz, lotuta egon daitezke sisteman CO₂ txertatzearekin, gertakari hipertermala hasi baino lehen, kokolitoen elementuetan CaCO₃ gehiago prezipitatzea eragin zuena.

Bestalde, B tartean gertatutako CaCO₃ galera kokolitoen disoluzioak esplikatzeko, erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-ak ugaritzean oinarrituta. Disoluzio hau gerta daiteke ur zutabean edo ozeano hondoan, behin materiala metatu ondoren. Zoritxarrez, ez dago disoluzioaren patroia konkretu bat kasu bakoitzerako. Ur zutabeko disoluzioa justifika liteke garai bereko sakonera txikiagoko sedimentuetako banakoak disolbatuta ageri balira, baina C21r-H6 gertakaria ez da identifikatu oraindik sakonera txikiagoan. Ondorioz, erreferentzia gisa erabili daitezkeen proxy bakarra *T. pertusus*-en masa/azalera indizea da. Kasualitate handia behar luke zehazki C21r-H6 gertakariaren garaian birlandutako *T. pertusus* guztiak jatorrian masa txikiagokoak izatea. Ondorioz, esan liteke Gorrondatxen aztertutako *T. pertusus* banakoek nanofosil karetsu autoktonoekin batera jasan zutela disoluzioa, birlandu ondoren, ozeano hondoan. Hipotesi hau indartzen du foraminiferoen fragmentazio handiagokoak eta foraminifero aglutinakorren ugaritzeak B tartean zehar (Payros et al., 2012). Honenbestez, nanofosil karetsuen masa galera C21r-H6 gertakarian zehar itsas hondoan gertatu zen, behintzat partzialki, nahiz eta ezin daitezkeen guztiz baztertu ur masan bertan ere disoluzioa gertatu izana.

Ikertutako taxoiaren disoluzioarekiko sentikortasuna

Ikusi da masa/azalera indizearen aldaketa gradu ezberdinekoa izan zela ikertutako hiru espezieetan. *C. solitus* da disoluzioarekiko sentikorrena, izan ere bere masa/azalera

indizearen balio minimoa maximoaren herena baino txikiagoa da. *R. minuta* eta *T. pertusus* masaren erdia galtzera soilik iristen dira lagin batzuetan, nahiz eta 2. laminako irudietan korrosio zantzuak erakutsi (gogoratu hala ere *T. pertusus* birlandua dela Gorrondatxen). Ondorioz, baliteke azken bi espezie hauek ez izatea aurrez uste zena bezain sentikorrak disoluzioarekiko. *C. solitus*-ek, aurrekoaz gain, disoluzioaren estimazio gehigarriak egiteko balio du, batetik erdiko barrak edukitzea ala ez edukitzea ebaluatu daitekeelako, eta bestetik Eozenoan zehar tarte luze batean zehar bizi izan zelako. Horregatik, *C. solitus* espeziea kontuan hartzekoa da aurrerantzean Paleogenoko nanofosil karetsuen CaCO_3 edukiaren analisiak egiteko.

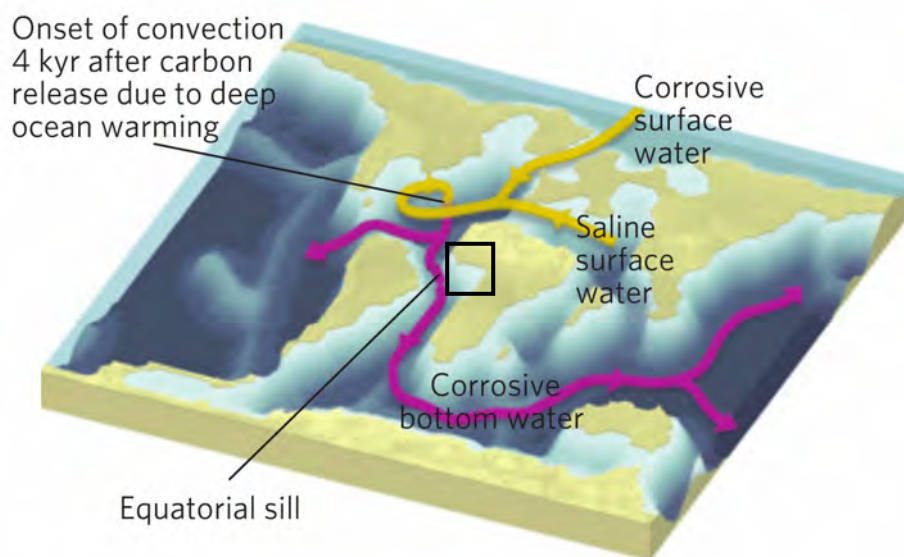
Ozeano hondoko disoluzioaren kausak

C21r-H6 gertakarian behatutako disoluzioa prozesu lokal batek eragin zezakeen, hala nola, itsas hondoon pilatutako materia organikoaren degradazioak eragindako azidifikazioak, inguruneko pH-a jaitsez eta karbonatoaren disoluzio lokala eraginez (Agnini *et al.*, 2007, 2009; Bralower, 2002; Gibbs *et al.*, 2006; Khalil and Al Sawy, 2014; Payros *et al.*, 2015a). Hain zuzen, Gorrondatxen material terrigeno gehiago metatu zen C21r-H6 gertakarian zehar (Payros *et al.*, 2012), eta beraz ziurrenik materia organiko gehiago ere bai. Hala ere, ez dago ezaugarri bereizgarririk prozesu hau Gorrondatxeko disoluzioaren eragile izan daitekeela ziurtatzeko, partzialki bada ere.

Halaber, bai pentsa daiteke C21r-H6 gertakarian zehar gertatutako CaCO_3 -aren disoluzioa prozesu global bat izan zitekeela, C21r kronari dagozkion beste sekzio batzuetan ere ikusi baita disoluzioa. Sexton *et al.*-ek (2011) garai bereko hainbat geruza marroi identifikatu zituzten, karbonato eduki txikikoak, hiru leku ezberdinetan: Atlantiko ekuatorialeko Site 1260-an (3000 m-ko paleosakoneran), Atlantiko hegoaldeko Site 1262-an (3000 m-ko paleosakonera) eta Barearen NW-ko Site 1210-ean (2500 m-ko paleosakoneran). Sekzio bakoitzeko geruza marroi horietako bat C21r-H6 gertakariari dagokio. Gainera, egiaztapen bibliografiko batean oinarrituta, Payros *et al.*-ek (2012) aurkitu zuten garai berean karbonatorik gabeko tarte bat dagoela Atlantikoaren NW-an, Site 647, Labrador itsasoa (gaur egun 3800 m-ko sakonera; Firth *et al.*, 2012). Sexton *et al.* (2011) eta Payros *et al.*-ek (2012) proposatutako interpretazioek diote planeta osoko ozeanoetan disoluzio orokor bat gertatu zela, eta honen kausa gradu altuko asaldura ozeanografiko batekin erlazionatua dagoela.

Ikusirik C21r-H6 gertakariak eta Paleogenoko beste gertakari hipertermalek dituzten antzekotasunak (Zachos et al., 2005; Ridgwell, 2007; Zeebe & Zachos, 2007; Kelly et al., 2010), pentsa daiteke C21r-H6-an ere temperaturaren igoera bortitz batek Hegoaldeko ozeanoko uren estratifikazioa ekar zezakeela, eta Atlantikoaren NW-ko *downwelling*-aren aktibazioa (4.9 irudia; informazio xeheagoa I. kapituluan). Horren ondorioz, lisoklina igo zitekeen, eta honek esplikatzen du Gorrondatxen irudien analisiarekin ebatzitako disoluzioa. Honek esan nahi du lisoklina 1500 m-ko sakonerara irits zitekeela Gorrondatxen. Hau egiaztatzeko arro berean gerta zitezkeen CaCO_3 galerak topatzeko ahalegina egin da. DSDP Site 401-a 1800-2000 metroko paleosakoneran kokatzen zen, Galiziatik iparraldera eta Britainiatik mendebaldera, leku oso egokia C21r-H6 gertakariko lisoklina igoera ebaluatzeko. Zoritxarrez, Site 401-ean ez da karbonato edukirik neurtu C21r kronari dagokion tartean (Montadert & Roberts, 1979). Baina bai neurtu zen PETM-rako (Bornemann et al., 2014), eta karbonato edukia % 80 wt-tik % 30-era jaitsi zen. ETM2-an ere % 80 wt-tik % 40-ra jaitsi zen (D'Haenens et al., 2014), eta honek erakusten du lisoklina 1500 m inguruan koka zitekeela Ipar Atlantikoan gertakari hauetan. Antzeko fenomenoak gerta zitekeela C21r-H6 gertakarian ere. Bestalde, C21r-H6 gertakarian zehar bai erregistratu da disoluzio nabarmena Atlantikoaren NW-an: Labrador itsasoan CaCO_3 handia gertatu zen gaur egungo 3800 m-ko sakoneran (Firth et al., 2012). Honek erakusten du CCD-a sakonera hori baino altuago kokatu zela. Ikusitakoak ikusita, badirudi argia dela Atlantikoaren iparraldean CCD eta lisoklina igo zirela, eta ondorioz, Euskokantauriar arroan.

Honenbestez, C21r-H6 gertakarian zehar Atlantiko iparraldean azidifikazioa gertatu zela ziurta daiteke. Beraz, Atlantiar ozeanoaren funtzionamendua PETM-koaren antzekoa izango zen: Hegoaldeko ozeanoan uren estratifikazioa gertatuko zen, *downwelling*-ak indarra galdu eta sakoneko korrontek murriztuko ziren. Egoera horretan, gazitasun handiko ur masak garatu zitezkeen Tethys eta Atlantikoaren iparraldean, eta ur masa korrosiboen *downwelling* bat jarriko zen martxan Atlantikoaren NW-an, lisoklina eta CCD-a igoaraziz (4.9 irudia).



4.9. irudia. Sakoneko korrante ozeanikoen sorrera (gezi horiak) eta hedapena (gezi moreak) PETM-an (Alexander et al., 2015). C21r-H6 gertakarian antzerako prozesua garatuko zela uste da.

4.7. EZTABAIDA OROKORRA

Gertakari hipertermal bat al da?

Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarian zehar nanofosil karetsuek erakusten dituzten joerak, itsaso epikontinentaletan beste gertakari hipertermal batzuetan ikusi direnen berdinak dira: taxoi meso-eutrofikoak ugaritzen dira ekarpen kontinentalaren handitzeari erantzunez, elikagai ugari dakartzatenak ziklo hidrológicoaren indartzearen ondorioz (Agnini et al., 2006; 2009; Villa et al., 2008; D’Onofrio et al., 2016). Horrez gain, Gorrondatxan lisoklina 1500 m-ko paleosakonerara igo zela ebatzi da C21r-H6-an, itsas hondoko karbonatoaren disoluzioa eraginez, eta beraz, baita nanofosil karetsuena ere. Payros et al.-ek (2012) eskuratutako ezaugarri sedimentologiko eta geokimikoak ere metakin hipertermaletan ohikoak dira. Hori horrela, onartu daiteke Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariak gertakari hipertermal bat adierazten duela.

Beste kontinente ertz batzuetan bezala, ekarpen kontinentalaren handitzeak klimaren errekupeazioa azaltzen du. Gertakari hipertermalen hasieran karbono organikoa

atmosfera-ozeano sistemara askatzen da, eta hauek CO₂-an aberastuta geratzen dira, ozeanoetan kasu askotan HCO₃⁻ edo CO₃²⁻ ioietan disoziatzen dena. Ioi hauek sistemaren alkalinitatea handituz neutralizatu daitezke, hau da, Al³⁺, Ca²⁺, Na⁺ edo K⁺ moduko katioiak txertatuz. Azaleko uretan, ioi alkalinoen jatorri nagusia kontinenteak dira. Zenbat eta ekarpen kontinental handiagoa, handiagoa izango da ozeanoaren gaitasuna CO₂-aren ugaritzeak eragindako karbonato anioiak neutralizatzeko. Gainera, konkretuki Ca²⁺-ak karbonato anioiekin erreakzionatzean CaCO₃ eratzen da, eta hau itsas hondoran prezipitatzen da. Beste gertakari hipertermaletan uren alkalinizazioaren ondoriozko CO₂-aren murrizketa izan zen ingurugiroaren errekupeazioaren oinarria (Kelly et al., 2005; Stap et al., 2009; Krishnan et al., 2014; Penman, 2016; Penman et al., 2016), eta Gorrondatxeko emaitzak hipotesi honekin bat datoz C21r-H6 gertakarirako.

Sistemako CO₂-a gutxitzeko beste aukera bat kokolitoforoen ekoizpena, eta ondorioz kaltzifikazioa, gutxitzea litzateke (ikus II. kapitulua). Baina Gorrondatxeko emaitzek ez dute ekoizpenaren gutxitzerik erakusten, taxoi meso-eutrofikoen ugaritasuna handiagoa baita oligotrofikoena baino C21r-H6 gertakarian, eta sedimentuko nanofosil karetsu kantitatea gutxitzea material terrigenoa ugaritzearen ondorio da. Beraz, soilik uren alkalinizazioa ziurtatu daiteke berotegi efektua murriztearen kausa bezala, zeinak ziklo hidrológicoaren moteltzea ekarriko zuen. Honenbestez, D tarteko lehen 10 metroetan errebote bat gertatuko zen eta ingurugiro baldintzak oligotrofikoagoak bilakatuko ziren, C21r-H6 gertakariaren aurreko A tartean baino ere deskarga kontinental txikiagoarekin, eta ondoren itzuliko ziren A tarteko baldintza egonkorretara.

Gertakariaren iraupena

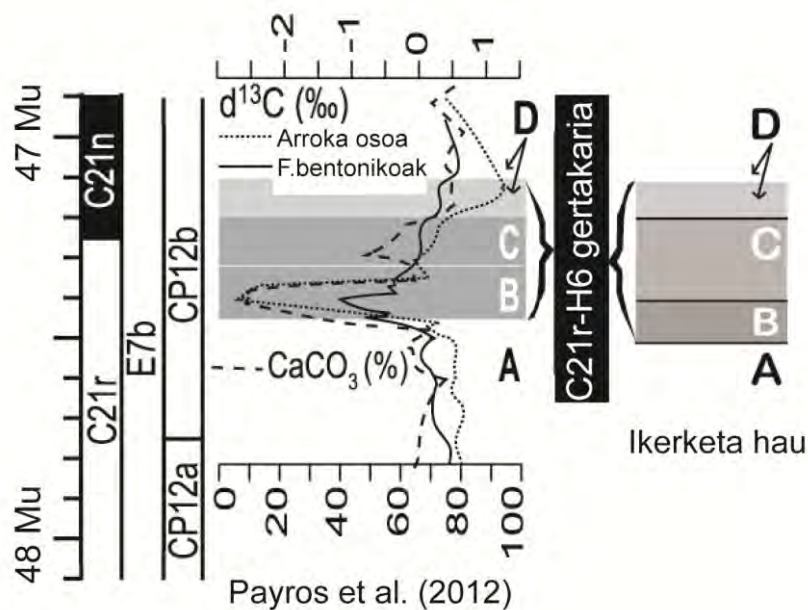
Gorrondatxeko nanofosil karetsuek Payros et al.-ek (2012) ikertutako proxy-ekiko ezberdintasun batzuk erakusten dituzte. Aipagarria da nanofosil karetsuen kopuru totalak eta ur bero eta oligotrofikoetako generoek balio erlatiboki altuak erakusten dituztela 116. metroaren inguruan, δ¹³C eskurtsioa hasten den lekuan hain zuzen. Hau B tartearen hasiera baino lehen kokatzen da, 118. metroan kokatu baitzuten Payros et al.-ek (2012). Honek erakuts dezake asaldura klimatikoaren eta ziklo hidrológicoaren indartzearen aurretik muturreko baldintza oligotrofiko eta lehorrak emango zirela. Baldintza lehor hauetan ekarpen kontinental txikia izango zen eta ondorioz, nanofosil karetsu gehiago metatuko zen sedimentuko azalera finko batean. Bestalde, δ¹³C

eskurtsioaren hasiera taxoi epikontinentalen lehenengo pikoarekin bat dator, ziurrenik ziklo hidrologikoaren indartzearen lehen pultsua erakutsiz. Taxoi epikontinentalen bigarren pikoa 125. metroan ematen da, eta hau bat dator nanofosil karetsuen ugaritasun totalaren eta genero oligotrofikoen balio txikienekin. Puntu horretatik hasten dira nanofosil karetsuak errekueratzen, klimaren errekuerazioa erakutsiz.

Planteagarria litzateke 116. metroan erregistratutako tarte lehor eta oligotrofikoa C21r-H6 gertakari hipertermalaren baitako prozesua den ala ez. Eozenoko klimaren eredu batzuk erakusten dute berotze globalak tenperatura atmosferikoaren gradiente latitudinala murrizten zuela, hau da, tropiko eta poloen arteko tenperatura kontrastea txikitzen zela (Winguth et al., 2010; Herold et al., 2014). Honek haizeen intentsitatea txikituko zuen, latitude ezberdinetako ur ozeanikoen arteko tenperatura desberdintasuna txikiagoa izango zen eta ondorioz latitude altuetako sakoneko urak berotuko ziren. Uraren tenperatura igotzean, itsas hondotan disolbatutako gasak desegonkortuko ziren eta honek karbono organikoaren askapena eragingo zuen (Sexton et al., 2011). Gasen igorpenak berotegi efektua indartuko zuen, tenperatura globala igoaraziz. Hipotesi hau 116. metroko kokolitoen CaCO_3 eduki handiagorekin bat dator. Karbono organikoaren askapenak azaleko uretako pCO_2 igoko zuen, kokolitoen kaltzifikazio handiagoa eraginez. Honenbestez, kontsidera daiteke baldintza lehor eta oligotrofikoetako garai hau izan zela C21r-H6 gertakari hipertermalaren hasierako pultsua, non karbono organikoaren askapena eman zen. Gerora ziklo hidrologikoa indartuko zen 125. metrora arte, non taxoi oligotrofikoen eta masa/azalera indizeen balio minimoak aurkitu diren. Beraz, C21r-H6 gertakaria indarrean zegoen garaia 116 eta 125 metroen artekoa litzateke, 80 ku-ko iraupenarekin (4.10 irudia). Errekuerazioa 125. metroan hasiko litzateke.

Gertakariaren amaierari dagokionez, nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasunak gertakariaren aurreko balioak baino altuagoak erakusten ditu D tartearen lehen 10 metroetan, eta banako birlanduen baliorik baxuenak zehazki tarte horretan ageri dira. Nanofosil karetsuen ugaritasun totalaren handitzea material terrigenoaren gutxitzearen ondorio izan daiteke. Beraz, C21r-H6 gertakariaren ondoren ekarpen kontinental nabarmen murriztu zela esan daiteke, geokimikako emaitzek erakusten duten moduan (Payros et al., 2012). Aldiz, nanofosil asoziazioek ez dute gertakariaren aurreko balioak gainditzen dituen erreboterik erakusten, baizik eta C tartearen amaierarako errekueratzen dira eta ondoren mantendu. Honek erakusten du espezieetan oso eragin

txikia izan zuela ingurunea alkalinizatzeak. Masa/azalera indizearen balioek ere ez dituzte hasierakoak gainditzen, baina hau karbono organikoaren igorpen gehiago egon ez izanak azaltzen du. Honenbestez, gertakariaren errekupeazioa D tarteko 158. metrora arte luzatuko zen, eta 178 ku-ko iraupena izango zuen. Kontuan izanik gertakari hipertermalak *sensu strictu* 80 ku iraun zuela eta errekupeazioa 178 ku-koa izan zela, C21r-H6 gertakariaren iraupen totala 258 ku-koa izango zen, 170 ku ematen zaizkion PETM-a baino zertxobait luzeagoa (Röhl et al., 2007). Payros et al.-ek (2012) proposatutako iraupenaren eta estimazio berriaren konparaketa 4.10 irudiak erakusten du.



4.10 irudia. Payros et al.-ek (2012) eta ikerketa honetan proposatutako C21r-H6 gertakariaren iraupenaren proposamenak.

V. KAPITULUA:

BARINATXEKO

SEKZIOA

- *Kokapen geografikoa*
- *Sekzioaren ezaugarri geologikoak*
- *ETM2 gertakariaren ezaugarri orokorrak*
- *ETM2-aren adierazpen posiblea Barinatxeko sekzioan*
- *Barinatxeko nanofosil karetsu asoziazioak*
- *Irudien analisia*
- *Azken eztabaida*

Atal honen edukiaren zati bat Intxauspe-Zubiaurre et al.-ek (2018a) argitaratu zuten.

5.1. KOKAPEN GEOGRAFIKOA

Barinatxeko hondartza Gorrondatxeakoaren segidan, ipar-ekialdean kokatzen da, biak Azkorriko puntak banantzen dituelarik. Barinatxeko hondartza Sopelako udalerrian dago, eta bertara BI-634 errepidetik Arriatera-Barinatxe hondartzetarako irteera hartuta iristen da, Long. 43°23'09''N, Lat. 3°00'09''W (5.1 irudia).



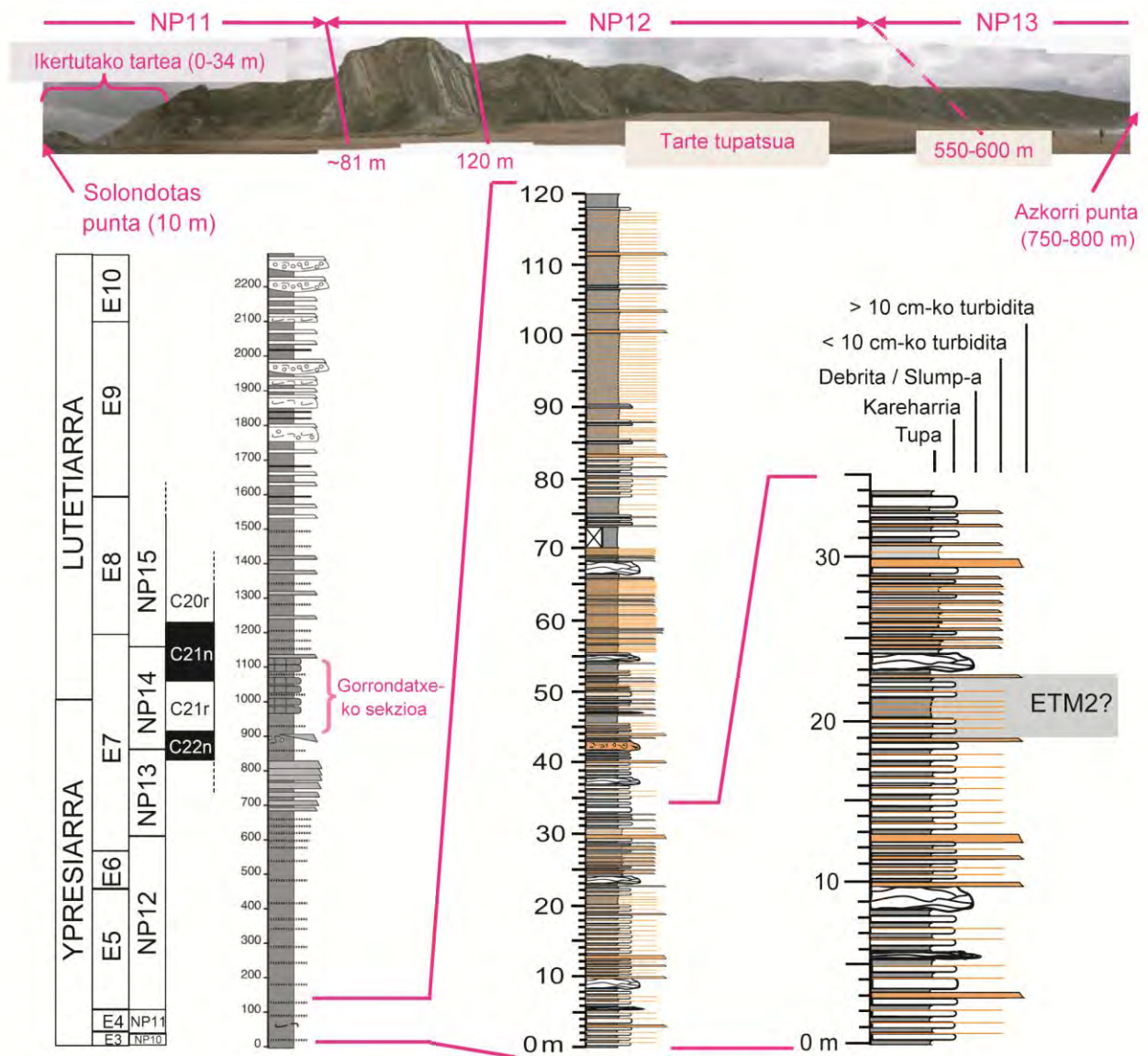
5.1 irudia. Barinatxeko sekzioaren kokapen geografikoa.

5.2. SEKZIOAREN EZAUGARRI GEOLOGIKOAK

Barinatxeko sekzioa Gorrondatxe kokatzen den Sopela-Galea Eozenoko sekuentzia beraren parte da. Barinatxen ere Eozenoko materialak Euskokantauriar arroaren hondoan metatu ziren, 1500 m inguruko paleosakoneran eta 35°N inguruko paleolatitudetan (Payros et al., 2006). Sopela-Galea segidak 2300 m inguruko lodiera du eta material zaharrenak (oina) Arriatera eta Barinatxe hondartzak banantzen dituen Solondotas puntan azaleratzen dira. Barinatxeko azaleramenduak 60°SW-ko okerdura du eta Solondotas puntatik Azkorri puntara hedatzen da. Azkorri puntak Barinatxe eta Gorrondatxe hondartzak banantzen ditu, segidaren 550 eta 800 m artean (5.2 irudia).

Barinatxeko sekzioaren beheko aldea tupa eta kareharri gogorren txandaketaz osatua dago, tarteka turbidita eta slump-ak ageri direlarik (Payros et al., 2006, 2015a; 5.2 irudia). Zati hau da hondartza osoan itsasorantz gehien irteten den zatia. Gainerako labarra kontinenterantz barneratuago dago eta, zati askotan, belarrez estalia (5.2 irudia).

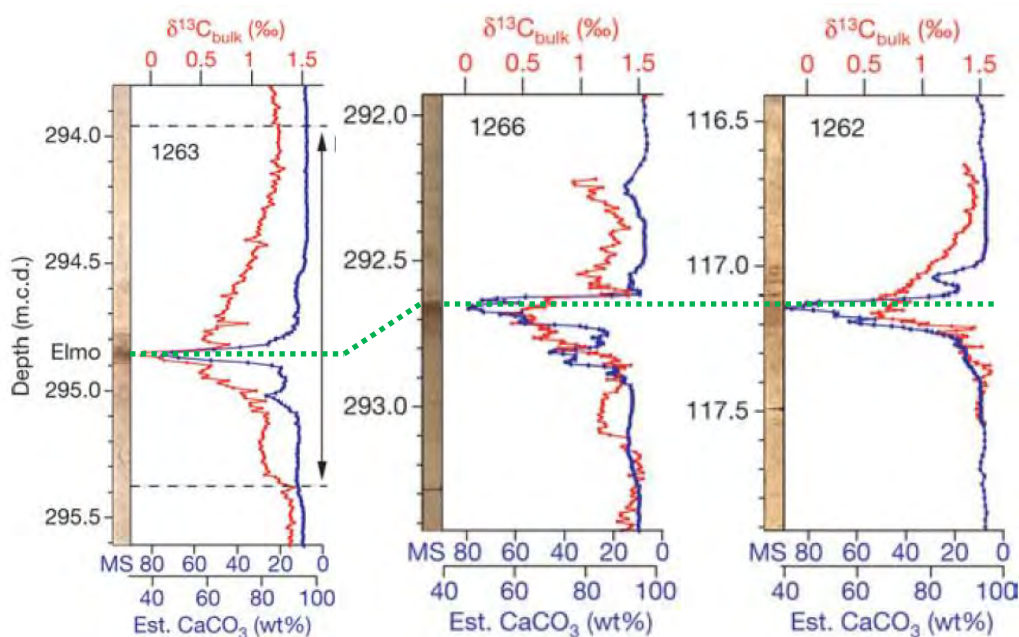
Bernaola et al.-ek (2006a) Barinatxeko sekzioarentzat proposatutako adin ereduaren arabera, behe-Eozeno C24r magnetokronaren (Agnini et al., 2015; Westerhold et al., 2017) goiko aldea eta ETM2 gertakari hipertermala, hainbat autorek nanofosil karetsuen NP11 biozonan (Martini, 1971) kokatu dutena, Barinatxeko sekzioaren beheko aldean egoteko aukera dago. Konkretuki 0 eta 34 m artean legoke, eta horren ondoren labarra landaretzak estaltzen du (5.2 irudia).



5.2 irudia. Goian, Barinatxeko azaleramenduaren ikuspegi panoramikoa (Payros et al., 2015a), eta bertan adierazita ikertutako tartearen posizioa, nanofosil karetsuen bioestratigrafia (Bernaola et al., 2006a, Martini, 1971 erreferentziazko eskala erabiliz) eta puntu interesgarrien posizioak. Behean ezkerrean, Sopela-Galea sekzioaren zutabe estratigrafiko orokorra (Payros et al., 2006) adin ereduarekin, foraminifero plantonikoen bioestratigrafiarekin (Wade et al., 2011), nanofosil karetsuen bioestratigrafiarekin (Martini, 1971) eta magnetoestratigrafiarekin. Erdian, ikerketa honetan bioestratigrafia egin den Barinatxeko lehen 120 m-en zutabea. Eskuinean, aztertutako 34 m-en xehetasun handiagoko zutabe estratigrafikoa, eta bertan ikertutako gertakari hipertermal posiblearen posizioa erakusten da.

5.3. ETM2 GERTAKARIAREN EZAUGARRI OROKORRAK

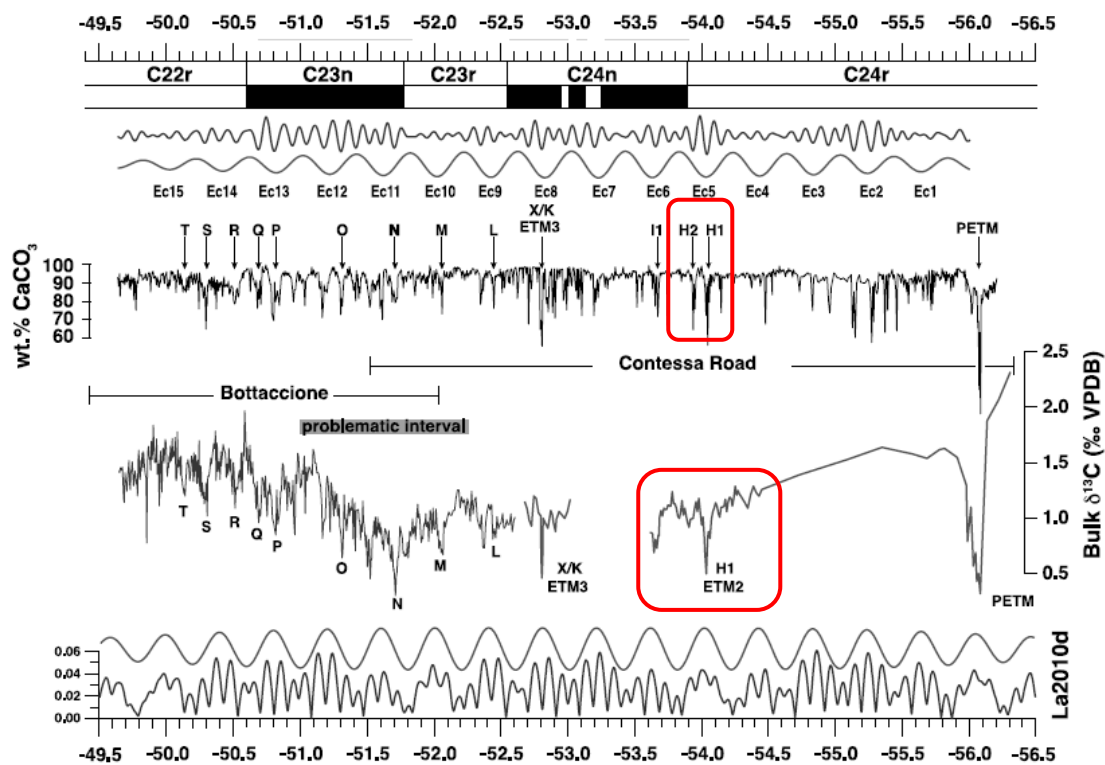
ETM gertakari hipertermala (H1 edo ELMO bezala ere ezaguna, Eocene Layer of Mysterious Origin) PETM-aren ondoren Paleogeno goiztiarreko gertakari indartsuena izan zen (Nicolo et al., 2007; Lei et al., 2016). Bere deskribapena I. kapituluko 1.2.2 atalean egin dago. Orokorrean, duela ~54.1 Mu gertatu zela aipatu behar da, eszentrikotasun eta preziesio maximoekin bat etorriz (Lourens et al., 2005; Galeotti et al., 2017; Westerhold et al., 2017). ETM2-an $\delta^{13}\text{C}$ -ren ‰ -0.4 eta ‰ -1.5 eskurtsioak erregistratu dira (Cramer et al., 2003; Agnini et al., 2009; Galeotti et al., 2010; Lei et al., 2016; 5.3 eta 5.4 irudiak).



5.3 irudia. ODP Leg 208-ko 1263, 1266 eta 1262 Site-etan eskuratutako isotopo egonkorren eta CaCO_3 edukiaren kurbak (Atlantiko hego-ekialdeko eremu subtropikala; Lourens et al., 2005). ETM2 gertakari hipertermala Elmo bezala adierazita dago (Eocene Layer of Mysterious Origin).

ETM2 gertakarian zeharreko $\delta^{18}\text{O}$ aldaketetan oinarrituta, atmosferako temperatura kolpetik 3 eta 5°C artean igo zela kalkulatu da (Lourens et al., 2005; Westerhold et al., 2017), azaleko ur ozeanikoena batezbeste 3.5°C (Sluijs et al., 2007b; Stap et al., 2009) eta sakoneko urena 0.2 eta 2.5°C artean (D'Haenens et al., 2012, 2014; Jennions et al.,

2015). Gainera, ur ozeanikoen estratifikazioa indartu zela ondorioztatu da, CCD eta lisoklina Atlantiko subtropikalean 500 m-tik gora igo zirela (D’Haenens et al., 2014). Ziklo hidrológico ere indartu zen, sedimentu hemipelagikoetan material terrigenoaren gorakada ageri baita, eta nanofosil karetsuen ekoizpena indartu baitzen, azaleko uren eutrofizazioak eraginda (Sluijs et al., 2009; D’Haenens et al., 2012; D’Onofrio et al., 2016). ETM2-a baino 100 ku-ko eszentrikotasun ziklo bat beranduago, beste gertakari hipertermal bat (H2) garatu zen, mundu mailan isotopo egonkorren eskurtsioak erregistratuta baitaude.



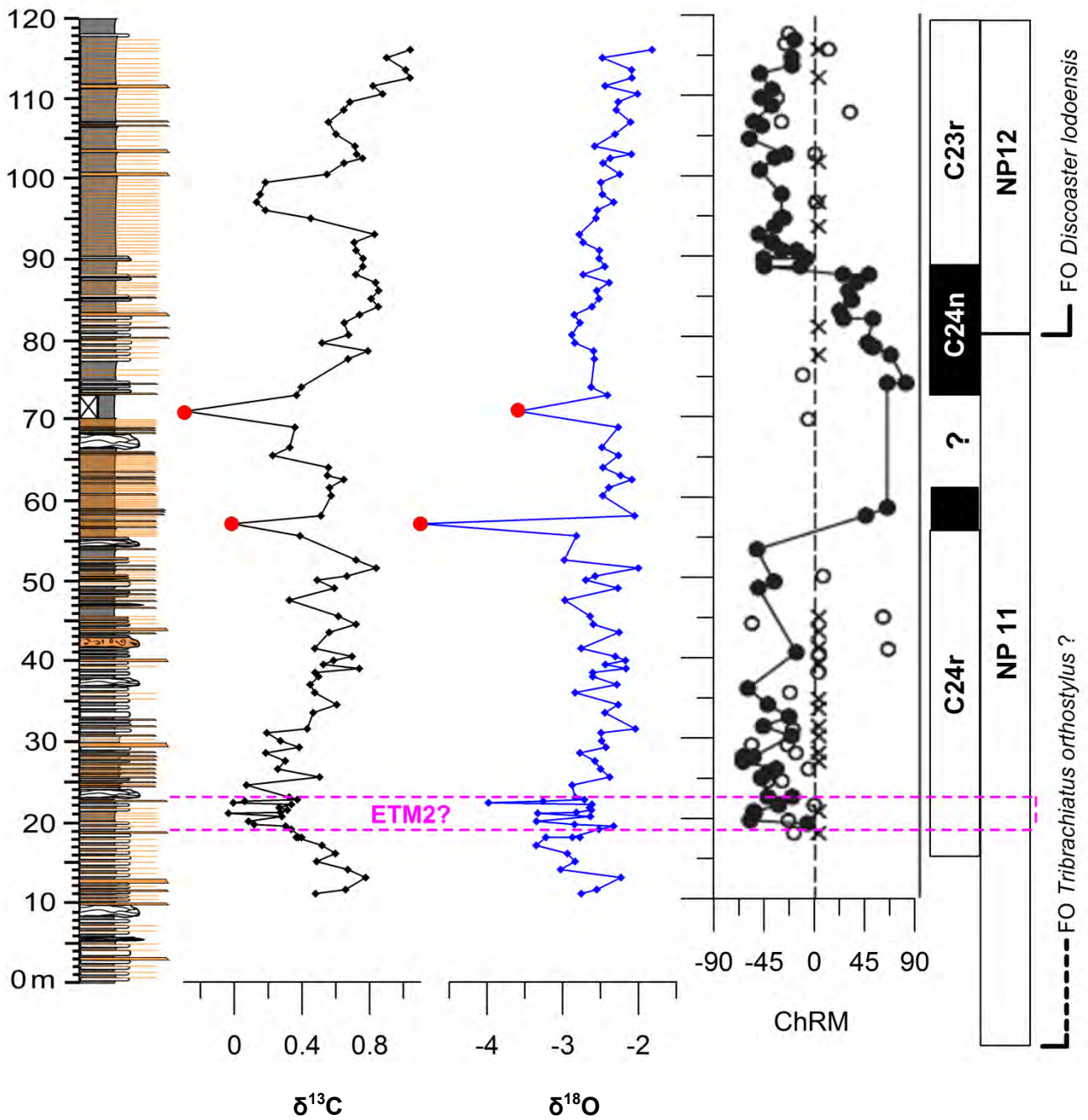
5.4 irudia. *Contessa Road eta Bottaccione-ko (Italia) behe-Eozenoko sekzioetan, arroka osoko isotopoen kurba, ETM2-ari dagokion eskurtsio esanguratsua nabarmenduta (H1 ere deitua; Galeotti et al., 2017). Eredu astronomikoa, magnetoestratigrafia eta CaCO₃ edukia ere txertatu dira.*

Lourens et al.-en (2005) arabera, ETM2 gertakaria NP11 biozonaren (Martini, 1971) baitan gertatu zen, CP9b (Okada & Bukry, 1980) eta CNE3 (Agnini et al., 2014) biozonen baliokidea dena. Iraupen laburreko biozona hau 54.37 eta 53.7 Mu artean datatua dago (GTS2012, Gradstein et al., 2012) eta bere hasiera *Tribrachiatus orthostylus*-en lehen agerpenak markatzen du. 0.2 Mu inguru beranduago (54.17 Mu), *Sphenolithus radians*-en lehen agerpena eta *Tribrachiatus contortus*-en azken agerpena

gertatu ziren. NP11 biozonaren amaiera *Discoaster lodoensis*-en lehen agerpenak markatzen du. Zehaztasun kronoestratigrafiko handiagorako, NP11 biozonaren barruan C24r kronetik C24n.3n-rako inbertsio magnetikoa eman zen. ETM2-a C24r kronaren barnean dago erregistratuta leku guztietan, gutxi gorabehera inbertsioa baino 100 ku lehenago. Izan ere, H2 gertakaria, ETM2-aren hurrengoa, zehazki C24r eta C24n.3n-ren arteko mugan kokatzen da (Westerhold et al., 2017).

5.4. ETM2-AREN ADIERAZPEN POSIBLEA BARINATXEKO SEKZIOAN

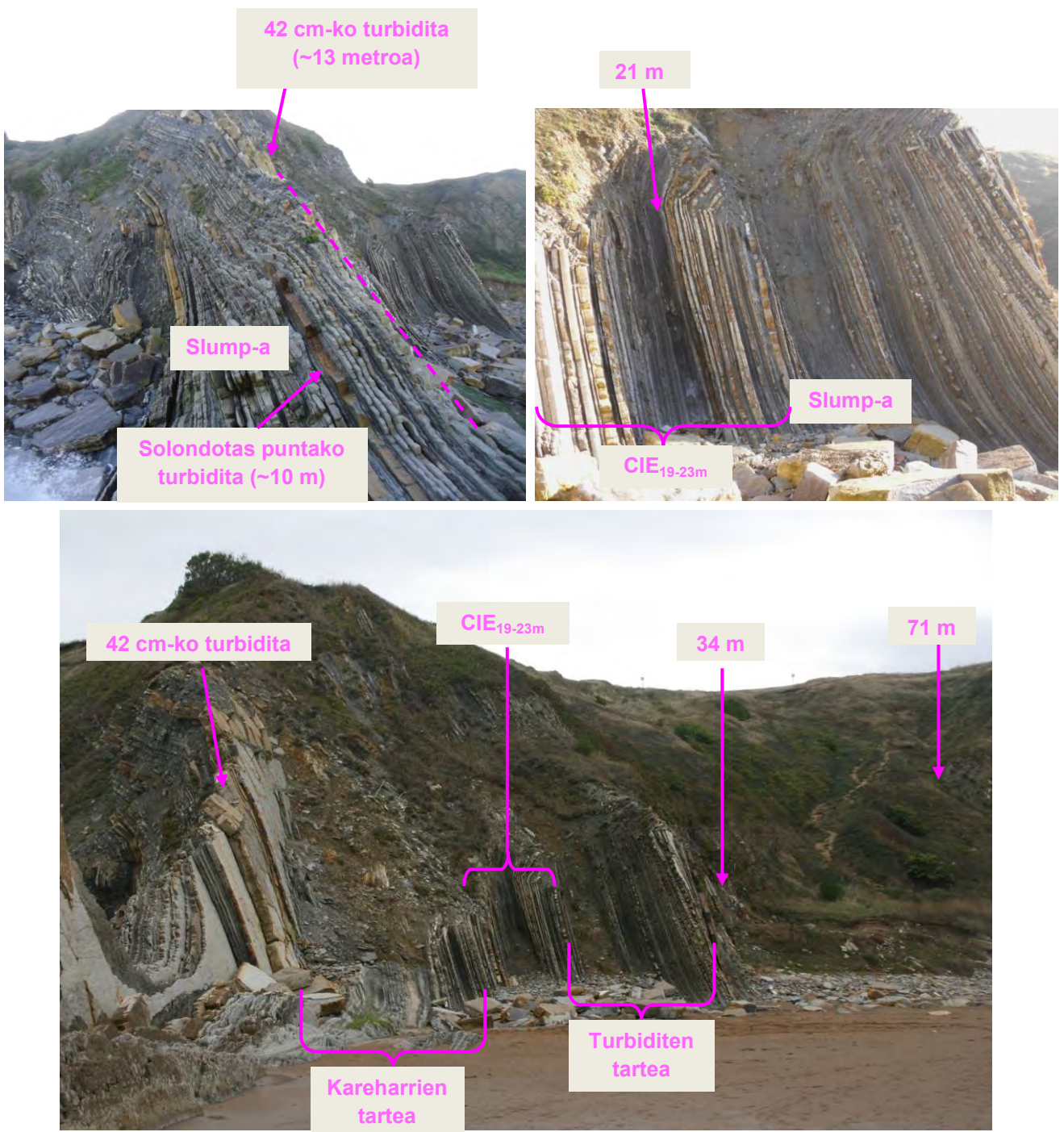
ETM2-a Barinatxeko sekzioaren behealdeko 34 m-etan egon daitekeen ustea aurretiaz eginiko ikerketetan oinarritzen da. Barinatxeko sekzioaren behealdea nanofosil karetsuen NP11 biozonaren baitan dagoela erakutsi zuten Bernaola et al.-ek (2006a), *Tribrachiatus orthostylus*-en LO (Lowest Occurrence, behereneko agerpena) segidaren hasiera baino beherago kokatzen baita, eta *Discoaster lodoensis*-en LO segidaren 81. metroan. Aurretiazko ikerketa magnetoestratigrafikoetan (argitaratu gabeko datuak) C24r eta C24n.3n kronen arteko muga 35. metroan koka daitekeela ikusi zen. Gainera, aurretiazko arroka osoko analisi isotopikoek (kareharri mikritiko hemipelagikoetan) $\delta^{13}\text{C}$ -ren balio erlatiboki baxuko tarte bat (CIE, Carbon Isotope Excursion) aurkitu zen 19 eta 23 metroen artean, $\delta^{18}\text{O}$ balio erlatiboki baxuekin bat zetozenak (Payros et al., 2015a-n partzialki argitaratutako datuak). Honenbestez, CIE_{19-23m} deituko den tarte hau ETM2-a izan zitekeela kontsideratu zen, eta nanofosil karetsuen xehetasunezko ikerketa tarte honen inguruan egitea erabaki zen. Gerora eginiko zehaztasun handiagoko analisi magnetoestratigrafikoek erakutsi dute C24r eta C24n.3n kronen arteko muga Barinatxeko 56. metroan kokatzen dela, aurretiazko ikerketetan esandakoa baino 21 m gorago (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018a; 5.5 irudia).



5.5 irudia. Barinatxeko sekzioaren lehen 120 m-etan eginiko analisiak (Bernaola et al., 2006a; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018a): zutabe estratigrafikoa, $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ -ren kurba isotopikoak (puntu gorriak balio anomalo isolatu gisa gaitzetsi dira printzipioz), magnetoestratigrafia eta nanofosil karetsuen gertakariak eta bioestratigrafia (Bernaola et al., 2006a-n definituak Martini, 1971-eko bioestratigrafian oinarrituta). Tesi honetan xeheago aztertutako tartea lehen 34 m-ak dira. Arrosaz, ETM2-aren kokapen posiblea.

Barinatxeko kurba isotopiko berrian, 65 puntu estratigrafikoz osatua, $\delta^{13}\text{C}$ -ren (CIE) eta $\delta^{18}\text{O}$ -ren zenbait tarte erlatiboki negatibo bereizten dira (5.5 irudia). Bi lagin isolatutan, oso negatiboak diren $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ -ren pikoak bereiztu ziren (56 eta 71 metroetako puntu gorriak; 5.5 irudia), baina anomalia kontsideratu ziren hasieran, eta gaitzetsi egin ziren. Datu magnetoestratigrafiko berriak kontuan hartuz, ETM2 56. metrotik behera egon beharko litzateke, eta tarte horretako CIE-ak hiru dira: puntu bat baino gehiagoz osaturiko 19 eta 23 m artekoa ($\delta^{13}\text{C}$ -ren baliorik baxuena: ‰ -0.04), puntu bat baino gehiagoz osatutako 25 eta 31 m artekoa ($\delta^{13}\text{C}$ -ren baliorik baxuena: ‰ 0.18) eta 47 m-ko puntu isolatu bat ($\delta^{13}\text{C}$ -ren balioa: ‰ 0.32). Horietatik, $\delta^{18}\text{O}$ -ren kurban eskurtsio negatiboa erakusten duen bakarra 19 eta 23 m arteko tarte da (‰ -1.3-ko jaitsiera erlatiboa), tarte hau ETM2 izan daitekeela konfirmatuz. Hala ere, datu isotopiko berriek, CIE_{19-23m} honen baitan $\delta^{13}\text{C}$ -ren oszilazio handiak gertatzen direla erakutsi dute, eta ez dela hain garbi bereizten den tarte bat.

CIE_{19-23m} Solondotas punta (10 m) osatzen duten materialen gainetik dago estratigrafikoki, eta tarte horretan labarraren gunerik deprimituena 20. metroan kokatzen da (5.6 irudia). Litologikoki, Solondotas puntutik 19. metrora arte 5-25 cm-ko kareharriak ageri dira segidan, zentimetro gutxi batzuetako tupek bananduta. 13. metroan turbidita esanguratsu bat dago (42 cm-ko lodierakoa), baina gainerakoan turbidita gutxi daude tarte honetan, eta denak 5-10 cm-ko lodierakoak. 19 eta 20 metroen artean kareharriak gutxitu eta tupen lodiera handitzen da eta 5-10 cm-ko turbidita gehiago tartekatzen dira. 20 eta 21 metroen artean tupak bakarrik ageri dira, eta 1-2 cm-ko turbiditak tartekatuta. Hortik 31. metrora bitarte turbiditen kantitatea nabarmen handitzen da, eta beraien lodiera 5 cm-tik 30 cm-ra handitzen da, guztiak Boumaren Tbe sekuentziarekin. Tarte honetan oso kareharri gutxi ageri dira. Gainera, 23 eta 24 metroen artean slump bat dago tartekatuta. Azkenik, 31 eta 34 metroen artean hasierako kareharri-tupa txandaketa nagusitzen da berriz.



5.6 irudia. Barinatxen azaleratutako Eozenoko seriearen lehen 34 m-etako irudiak.

5.5. BARINATXEKO NANOFOSIL KARETSUEN ASOZIAZIOAK

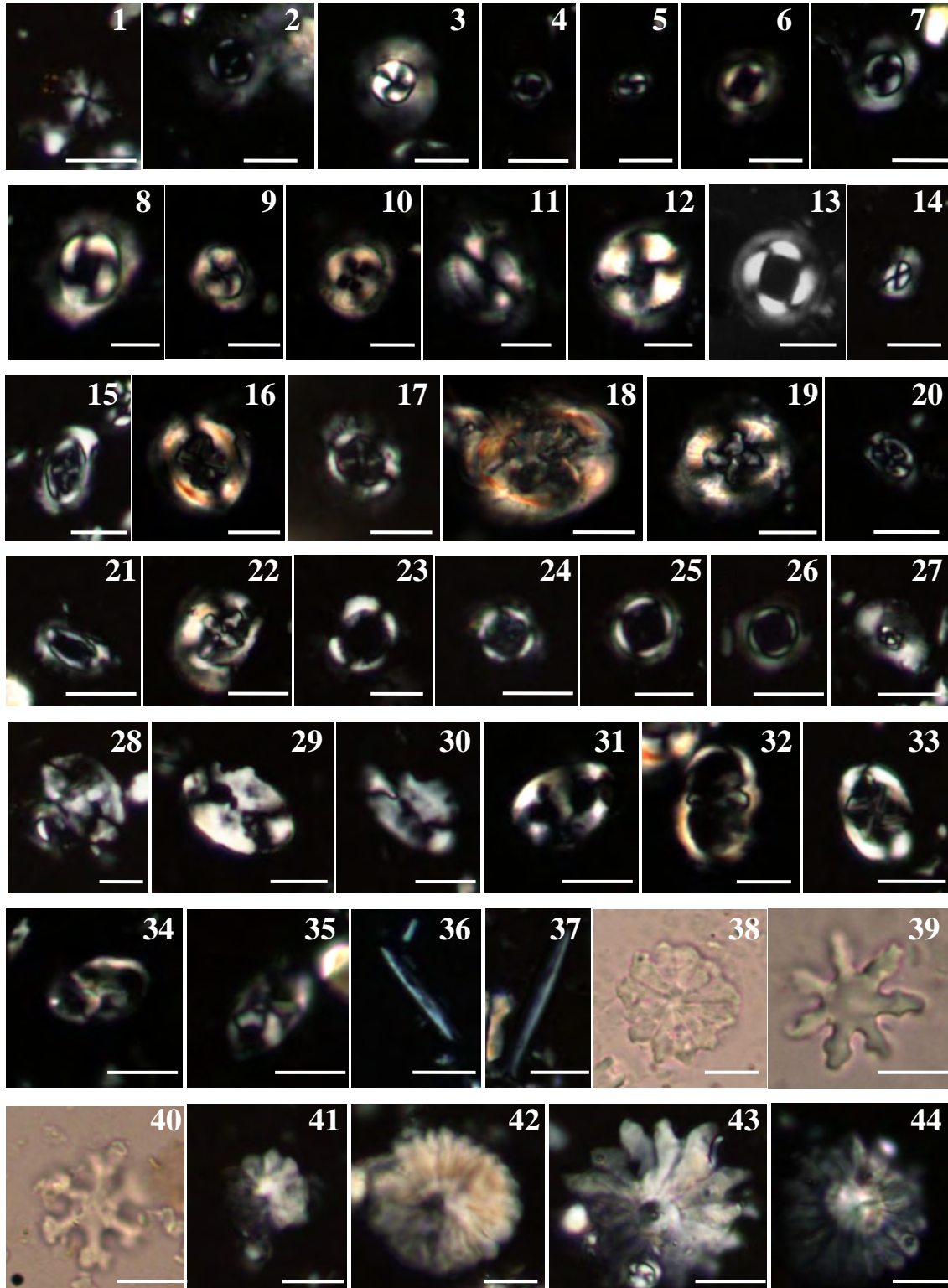
5.5.1. DATU BILKETA

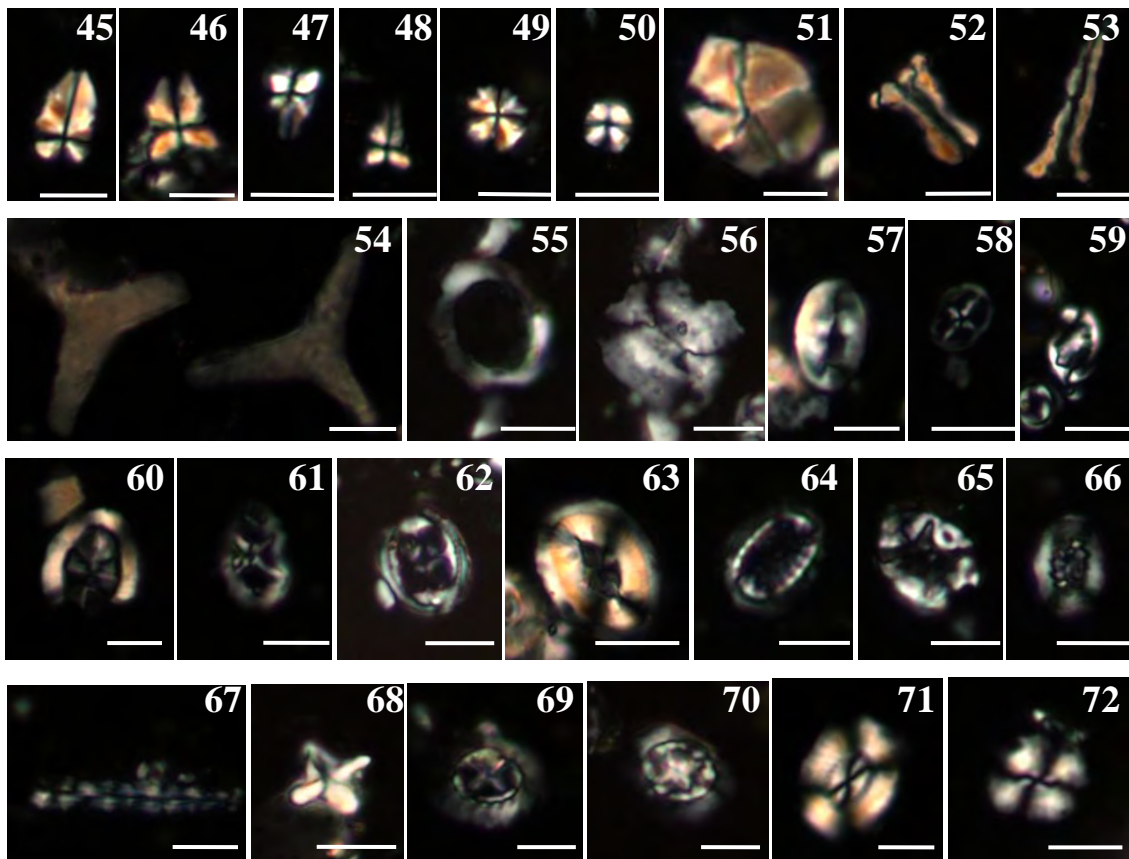
Lehen ikerketa batean, 0-tik 120 m-ra artean 35 lagin hartu ziren, Bernaola et al.-ek (2006a) definitutako biozona eta biogertakariak egiaztatu asmoz. Datu hauek gero magnetoestratigrafiarekin kalibratu ahal izateko, laginen arteko tartekatzea 6 m-koa izan zen 0 eta 52 m artean, 1.5 m 52 eta 82 m artean, eta berriro 6 m 82 eta 120 m artean. Lagin hauek ez ziren CIE_{19-23m} inguruko nanofosil karetsuen asoziazioen azterketarako erabili; azken honetarako, beste 125 lagin hartu ziren Barinatxeko segidako 7 eta 34 metro artean. 7. metrotik beherako tartea ez da oso irisgarria, eta gainera ez da esanguratsua CIE_{19-23m}-aren xehetasunezko analisisa egiteko. 7 eta 19 metroen artean laginketa tartekatzea 35 cm-koa izan zen batezbeste, baina 20-tik eta 50 cm-ra aldakorra izan zen material tupatsuak egoki lagindu ahal izateko, tarte honetan kareharriak nagusi baitira. 19 eta 20.8 metroen artean tartekatzea 6 cm-koa izan zen, eta 3 cm-raino jaitsi zen 20.8 eta 21.2 metroen artean. Berriro, 8 cm-ra igo zen tartekatzea 23. metrora bitarte, eta 23 eta 34 m artean batezbeste 31 cm-koa izan zen. Kasu batzuetan, tartekatzea gehiegi ez aldatzeko, laginak kareharrietan hartu ziren.

Smear slide-en prestaketan zaila izan zen laginak sakabanatu eta nanofosilak elkarrengandik bereiztea. Izatez, tartekatze arazoengatik lagindutako lau kareharrietatik hiru ezin izan ziren prestatu. Morteroarekin birrindu eta ultrasoinuetan pasa arren, xafla meheetan kokolitoen agregatu handiak ageri ziren eta ez zen posible identifikatzea. Tupa batzuk ere ezin izan ziren egoki sakabanatu. Orotara, hartutako 125 laginetatik 110-etan egin ahal izan zen nanofosil karetsuen azterketa, haietatik 24 CIE_{19-23m}-aren aurreko tartekoak, 55 CIE_{19-23m} bitartekoak eta 31 ondorengokoak.

Taxoien identifikazioa III. kapituluaren adierazitako katalogoei segika egin da. Barinatxeko nanofosil birlanduen ugaritasuna handia da, beraz ez da guztiz ziurra autoktono gisa onartu diren taxoi guztiak benetan hala diren, edo haietako batzuk material zaharragoetatik birlandutakoak diren. Duda hau argitzea ezinezkoa denez,

laginetan ageri diren eta NP11 biozona beren hedapen estratigrafikoaren barnean kokatzen den nanofosil karetsu guztiak autoktono kontsideratzea erabaki da. 3. laminan Barinatxen identifikatutako taxoi gehien argazkiak erakusten dira.





3. lamina. Barinatxen identifikatutako hainbat taxoiren mikroargazkiak. Eskala barra: 5 μ m. **Taxoi autoktonoak:** (1) *Cyclicargolithus parvus*. (2) *Markalius apertus*. (3) *Markalius inversus*. (4) $<5 \mu$ m-ko *Toweius*. (5) $<5 \mu$ m-ko *Toweius*. (6) *Toweius callosus*. (7) *Toweius callosus*. (8) *Toweius magnicrassus*. (9) *Toweius pertusus*. (10) *Toweius pertusus*. (11) *Coccolithus pelagicus*. (12) *Coccolithus formosus*. (13) *Coccolithus latus* (Fotografia extraida de Bown, 2005). (14) $<5 \mu$ m-ko *Coccolithus*. (15) *Campylosphaera dela*. (16) *Chiasmolithus bidens*. (17) *Chiasmolithus solitus*. (18) *Chiasmolithus grandis*. (19) *Chiasmolithus consuetus*. (20) *Chiasmolithus nitidus*. (21) *Craticulithus cassus*. (22) *Crucioplacolithus* sp. (23) *Ericsonia orbis*. (24) *Ericsonia staerkeri*. (25) *Umbilicosphaera bramlettei*. (26) *Umbilicosphaera protoannulus*. (27) *Calcidiscus parvicrucis*. (28) *Pontosphaera duocava*. (29) *Pontosphaera pulchra*. (30) *Pontosphaera clinosulcata*. (31) *Pontosphaera exilis*. (32) *Lophodolithus* sp. (33) *Neochiastozygus rosenkrantzii*. (34) *Neococcolithes dubius*. (35) *Neococcolithes protenus*. (36) *Blackites* sp. (37) *Blackites perlongus*. (38) *Discoaster barbadiensis*. (39) *Discoaster binodosus*. (40) *Discoaster deflandrei*. (41) *Discoaster kuepperi*. (42) *Discoaster multiradiatus*. (43) *Discoaster diastypus*. (44) *Discoaster salisburgensis*. (45) *Sphenolithus radians*. (46) *Sphenolithus arthurii*. (47) *Sphenolithus editus*. (48)

Sphenolithus editus. (49) *Sphenolithus moriformis*. (50) *Sphenolithus primus*. (51) *Braarudosphaera bigelowii*. (52) *Zygrhablithus bijugatus*. (53) *Zygrhablithus bijugatus*. (54) *Tribrachiatus orthostylus*. **Paleozeno eta behe-Eozenotik birlandutako taxoiak:** (55) *Jakubowskia leoniae*. (56) *Ellipsolithus macellus*. (57) *Neocrepidolithus sp.* (58) *Staurolithites sp.* (59) *Zygodiscus sp.* **Mesozoikotik birlandutako taxoiak:** (60) *Arhangelskiella sp.* (61) *Chiastozygus sp.* (62) *Axopodorhabdus sp.* (63) *Reinhardtites sp.* (64) *Cribrosphaerella sp.* (65) *Eiffelithus sp.* (66) *Cretarhabdus sp.* (67) *Microrhabdulus sp.* (68) *Micula sp.* (69) *Prediscosphaera sp.* (70) *Prediscosphaera sp.* (71) *Watznaueria sp.* (72) *Watznaueria sp.*

5.5.2. ASOZIAZIOEN AZTERKETA

Nanofosil karetsuak ugariak dira Barinatxeko sedimentuetan (1829 banako mm²-ko), baina Gorrondatxen baino gutxiago (3290 banako mm²-ko). Kontserbazioa eskasa eta hala moduzkoaren artean dago, baina nanofosilen sailkapena ongi egin ahal izan da. Nanolitoen berrazkuntza garrantzitsua da eta plakolitoetan disoluzio partziala nabari da. Hala ere, <5 µm-ko *Toweius*-ek eta *Zygrhablithus bijugatus*-ak, disoluzioarekiko sentikorrek diren taxoiak (Adelseck, 1973; Bralower, 2002; Jiang & Wise, 2006; Raffi et al., 2009), sekzio osoan zehar ugariak dira. Ondorioz, disoluzioak asoziazioak ez dituela aldatu kontsidera daiteke.

Bioestratigrafia

Egiaztatu da *Tribrachiatus orthostylus* sekzio osoan zehar ageri dela, beraz NP11 biozonaren hasiera 0 metroaren azpitik dago estratigrafikoki. Aldiz, NP11 eta NP12-ren arteko muga, *Discoaster lodoensis*-en LO-ak markatua, 66. metroan ezarri da, hasieran Bernaola et al.-ek (2006a) ezarritakoa baino 15 m beherago. Horrez gain, ikusi da *Sphenolithus primus*-en HO-a (Highest Occurrence, gorengo agerpena) eta *Clausicoccus* spp.-ren LO-a 88 eta 46. metroetan kokatzen direla, hurrenez hurren.

Nanofosilen ugaritasun totala

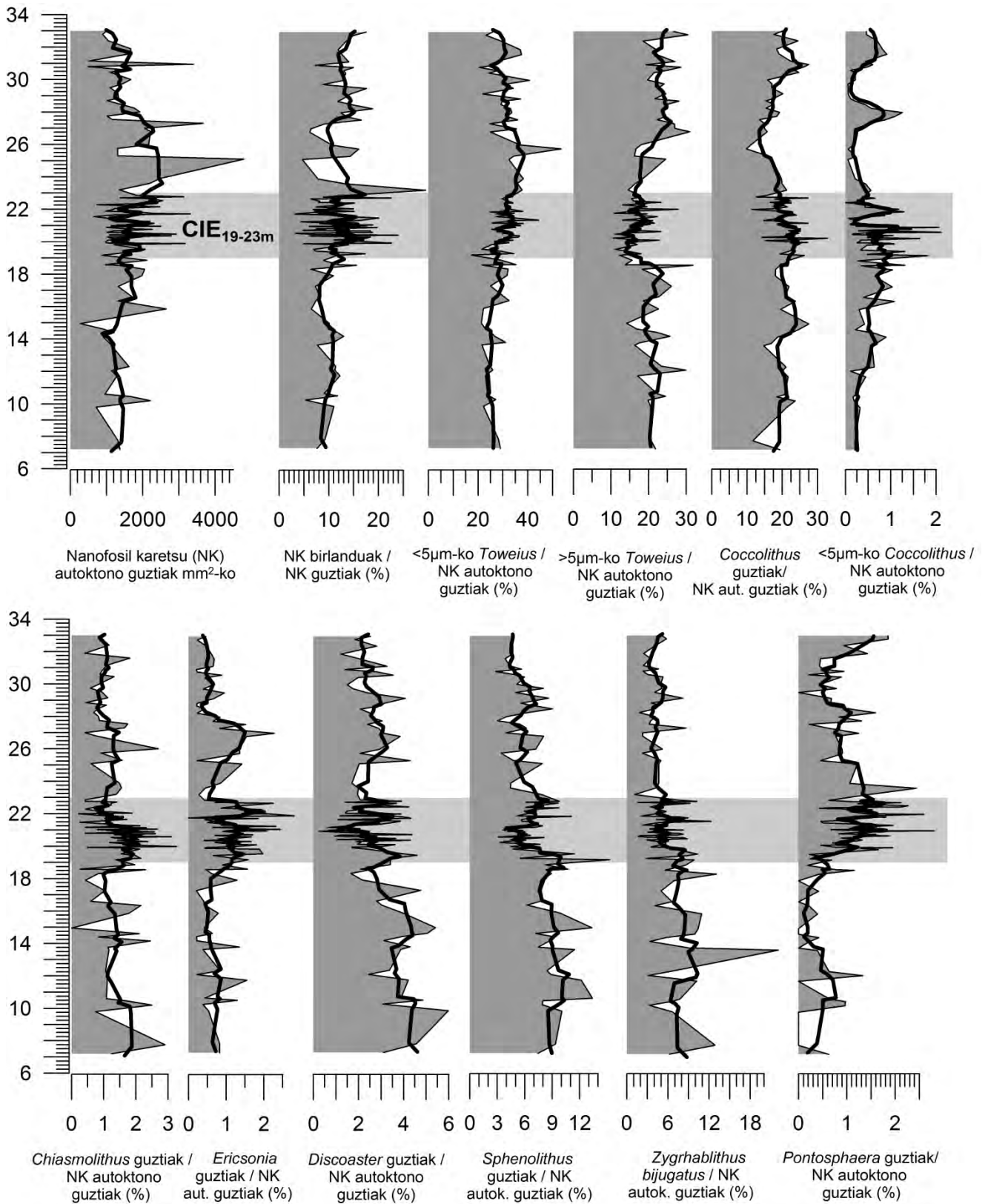
Segidan adieraziko diren emaitzak % 3-tik gorako ugaritasuna duten taxoiei edo/eta esanahi paleoekologikoa dutenei buruzkoak dira (5.7 eta 5.8 irudiak). mm² 1-ean ageri diren nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasun totala Gorrondatxekoa baino askoz

txikiagoa da (han 2766 banako daude mm^2 -ko batezbeste). $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ -aren aurretik batezbestekoa 1384 banako/ mm^2 da, $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ -an 1706 banako/ mm^2 -ra igotzen da eta ondoren 1675 banako/ mm^2 -ra murriztu.

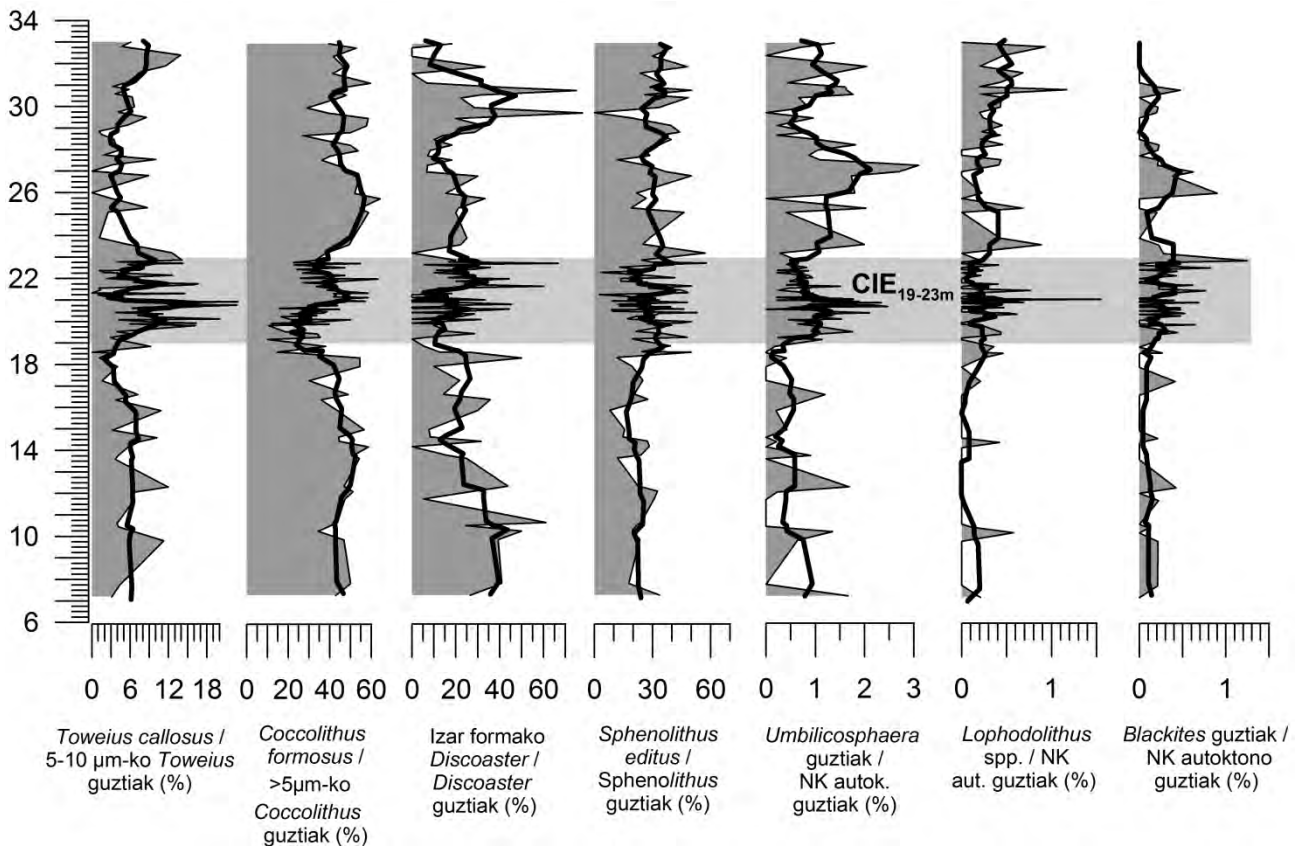
Nanofosil karetsu birlanduei dagokienez, Gorrondatxe eta Barinatxeren artean desberdintasun handia dago. Barinatxen Zenozoikotik birlandutako banakoak ez dira % 0.5-era iristean, eta Gorrondatxan % 7 inguru ziren. Horren arrazoia da Gorrondatxeko Zenozoikoko nanofosil birlandu gehienak *Toweius* generokoak zirela, eta Barinatxan autoktonoak direla. Ondorioz, Barinatxeko nanofosil birlanduak ez dira adinaren arabera bereizi, denak batean kontsideratu dira (5.7 irudia). Horrela, banako birlanduen proportzioa $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ aurretik % 9.8 izatetik, $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ bitartean % 12.3 izatera pasatzen da, eta % 13.1-era ondoren.

Toweius

Toweius generoa *Reticulofenestra*-ren aitzindaria da eta ezaugarri morfologiko eta paleoekologiko antzekoak ditu. Barinatxan asoziazioaren % 50-a osatzen du eta taxoirik ugariena da. Konkreтуago, 5 μm -tik beherako ($<5 \mu\text{m}$) *Toweius*-en ugaritasuna $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ aurretik % 26.5 izatetik $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ -an % 31.7 izatera pasatzen da, nahiz eta tartearan hasieran % 17-ko balore minimoak erakutsi. $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ ondoren % 32-an mantentzen dira. 5 μm -tik gorako ($>5 \mu\text{m}$) *Toweius*-en ugaritasuna $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ aurretik % 20.99 izatetik $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ -an % 17 izatera jaisten da, eta % 22.91-ra igotzen da ondoren. Bestalde, Gorrondatxan *Reticulofenestra*-rekin egin bezala, Barinatxan erdiko eremu irekiko eta hertsiko *Toweius* banakoen proportzioa kalkulatu da. Kasu honetan, bi morfotipoak ez dira espezie berekoak, eta irekiduraren tamaina kontuan hartu beharrean, irekidura estaltzen duen sarea edukitzea ala ez edukitzea hartu da kontuan. Ezaugarri hau espezie ertainetan bakarrik bereizi daiteke, 5 eta 10 μm -ko diametroa dutenen artean. *Toweius callosus* espezieak ez du sarerik, eta *Toweius pertusus*-ak sare oso lodia (Perch-Nielsen, 1985b). Ondorioz, *Toweius callosus*-en eta bi espezieen baturaren arteko proportzioa kalkulatu da, emaitza esanguratsuekin: *Toweius callosus*-aren proportzioa $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ aurretik % 5.55 izatetik $\text{CIE}_{19-23\text{m}}$ bitartean % 8.4 izatera pasatzen da, eta % 5.32-ra jaisten da ondoren.



5.7 irudia. Barinatxeko nanofosil karetsu asoziazioen aldaketak. Behatu CIE_{19-23m}-ari dagokion tartearen ezaugarriak; proxy bakoitzarentzat eskala ezberdina da. Marra lodiak elkarren segidako 5 punturen arteko batezbesteko mugikorra adierazten du.



5.8 irudia. Nanofosil karetsu asoziazioen beste emaitza batzuk. Behatu CIE_{19-23m}-ari dagokion tartearen ezaugarriak; proxy bakoitzarentzat eskala ezberdina da. Marra lodiak elkarren segidako 5 punturen arteko batezbesteko mugikorra adierazten du.

Coccolithus

Barinatxeko bigarren genero ugariena *Coccolithus* da. Generoko banako guztien batura CIE_{19-23m} aurretik % 20.23 izatetik CIE_{19-23m} bitartean % 21.19 izatera pasatzen da, eta % 18.44 ondoren. <5 µm-ko *Coccolithus*-ak nanofosil karetsu autoktono guztiekiko egonkor mantentzen dira, % 0.51 CIE_{19-23m} aurretik, % 0.65 bitartean eta % 0.41 ondoren, nahiz eta gertakariaren erdialdean % 2 arteko pikoak erakusten dituzten (5.7 irudia). Gorrondatzen bezala, *Coccolithus formosus*-en eta *C. formosus* eta *C. pelagicus*-en baturaren arteko ratioa kalkulatu da, bi espezieek afinitate paleokologiko ezberdina duten ebaluatzeko. Hain zuzen, *C. formosus* CIE_{19-23m} aurretik % 43.95 izatetik CIE_{19-23m} bitartean % 36.81 izatera jaisten da, eta berriz % 47.04-ra igotzen da ondoren. Gainera, 19 eta 21 metroen artean % 31.23-ko batezbestekoa erakusten du (5.8 irudia).

Temperatura altuko eta oligotrofiako taxoiak

Gorrondatxen bezala, ur bero eta oligotrofiakoen erakusleak *Discoaster*, *Sphenolithus* eta *Zygrhablithus* dira. *Discoaster* CIE_{19-23m} aurretik % 3.65 izatetik CIE_{19-23m} bitartean % 2.42 izatera jaisten da, eta % 2.53-an mantentzen da gero. *Sphenolithus*-i dagokionez, bere ugaritasuna progresiboki gutxitzen da CIE_{19-23m} aurretik % 9.08 izatetik gertakarian zehar % 6.43 izatera (21. metroaren inguruan % 3.27-raino jaisten delarik) eta ondoren % 5.52-ra. *Zygrhablithus bijugatus*-en ugaritasuna ere gutxitu egiten da CIE_{19-23m} aurretik % 7.52 izatetik gertakarian zehar % 5.55 izatera, eta % 4.07 ondoren (5.7 irudia).

Beste adierazle paleoekologiko batzuk

Gorrondatxen bezala, temperaturaren beste indikatzaileak oso gutxi ageri dira, baina piko interesgarriak erakusten dituzte Barinatxen. Temperatura altuaren adierazle den *Ericsonia*-ren proportzioa nanofosil karetsu autoktono guztiekiko CIE_{19-23m} aurretik % 0.54 izatetik CIE_{19-23m} bitartean % 1.07 izatera igotzen da, eta % 0.6-ra jaitsi ondoren. *Chiasmolithus* ur hotz eta meso-eutrofiakoen adierazlea CIE_{19-23m} aurretik % 1.34 izatetik CIE_{19-23m}-an zehar % 1.47 izatera pasatzen da, eta % 1.08-ra jaisten da ondoren (5.7 irudia).

Kontinentearen gertutasuna adierazten duten taxoiaren ugaritasuna Barinatxen Gorrondatxen baino askoz txikiagoa da. Izatez, Barinatxen ez dago ez *Helicosphaera* ez *Pseudotriquetrorhabdulus*-ik, eta *Braarudosphaera*, *Micrantholithus* eta *Pemma* pentalitoen batura ez da % 0.5-era iristen, ugaritasun aldaketarik ez erakustez gain. Berdin gertatzen da *Lanternithus*-ekin. Honekin, talde osoa *Pontosphaera* generora soilik mugatzen da, baina honen ugaritasuna esanguratsua da: joera garbi bat erakusten du, CIE_{19-23m} aurretik % 0.4 izatetik, gertakarian zehar % 1.25 izatera igoz, eta ondoren % 0.93-ra jaitsiz (5.7 irudia).

Zenbait taxoiaren joera esanguratsuak

Barinatxeren ezaugarri propio bat da, *Toweius* eta *Coccolithus* espezie ezberdinen artean gertatu bezala, beste genero batzuetako espezieen artean ere joera interesgarriak daudela. Esaterako, *Discoaster* generoaren baitan, espezie gehienek erroseta forma dute, baina badira izar forma duten espezieak (e.g. *Discoaster binodosus*, 3. lamina), asterolitoak (nanolitoen besoak eratzen dituzten elementu erradialak) argi bananduta

dituztenak. Izar formakoak, *Discoaster* guztiekiko, CIE_{19-23m} aurretik % 25.58 izatetik 19 eta 21 m artean (CIE_{19-23m}-aren lehen erdia) % 13.86 izatera jaisten dira, eta % 23.15-era igotzen dira 21. metrotik aurrera. *Sphenolithus editus* aldiz, *Sphenolithus* guztiekiko, CIE_{19-23m} aurretik % 31.35 izatetik gertakarian zehar % 41.68 izatera igotzen da, eta % 43.75-era ondoren (5.8 irudia).

Bukatzeko, hiru generok ez dute joera argirik erakusten Gorrondatxen, baina bai Barinatxen. *Umbilicosphaera* ugaritasun erlatiboa progresiboki handitzen da CIE_{19-23m} aurretik % 0.41 izatetik, CIE_{19-23m}-an zehar % 0.94 izatera, eta % 1.17-ra ondoren. *Lophodolitus* ia ez da ageri 17. metrora arte, baina bere proportzioa % 2-ra arte igoz doa sekzioan zehar. Azkenik, *Blackites*-en ugaritasuna CIE_{19-23m} aurretik % 0.08 izatetik, CIE_{19-23m}-an zehar % 0.25 izatera igotzen da, eta % 0.15-era jaisten da ondoren (5.8 irudia).

5.5.3. INTERPRETAZIOA

Barinatxeko paleoingurugiroa CIE_{19-23m}-aren inguruan

Nanofosil karetsu birlanduen ugaritasun handiak (% 12 inguru) interpretazio paleoekologikoen fidagarritasuna mugatzen du, autoktono kontsideratu diren taxoi batzuen ugaritasuna sedimentu zaharragoetatik birlandutako banakoek aldatua izan baitzitekeen. Hori ahaztu gabe, CIE_{19-23m}-an zehar nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasuna handitzeak, nahiz eta ekarpen terrigeno handiagoarekin ere esplika daitekeen, kokolitoforoen ekoizpen handiagoa iradokitzen du. Hala ere, >5µm-ko *Toweius* kosmopoliten gutxitzea ez dator ekoizpena handitzearekin bat. Hau esplikatzeke, esan daiteke >5µm-ko *Toweius*-ak ez zirela CIE_{19-23m}-ko ingurugiro baldintzetara egokitu, baina hori baino zentzuzkoagoa da >5µm-ko *Toweius*-en gutxitzea beste taxoiaren ugaritasunaren ondorioa izatea, eta beraz *Toweius* proportzioan bakarrik gutxitu zela.

Ur bero eta oligotrofikoetako taxoiaren proportzioa, hala nola *Discoaster*, *Sphenolithus* eta *Zygrhablithus bijugatus*-ena, Barinatxeko CIE_{19-23m}-an zehar gutxitu egiten da, eta honek pentsarazten du asoziazioaren aldaketetan tenperaturak ez zuela eraginik, Gorrondatxen bezala. Hain zuzen, baldintza meso-eutrofikoen adierazle diren *Coccolithus* eta *Chiasmolithus*, nanofosil karetsu autoktono guztiekiko proportzioan

ugaritu egiten dira, eta *Pontosphaera* generoaren ugaritasuna ere handitu egiten da, zeina kontinentetik gertuko guneetan eta gazitasun gutxiko uretan bizi den. Ondorioz, Barinatxeko CIE_{19-23m}-ko nanofosil karetsuen asoziazioen aldaketek ziklo hidrologikoaren indartzea iradokitzen dute, eta honek ekarpen kontinental eta elikagaien kantitatea handitu zuela, uhertasun handiagoa eta gazitasun txikiagoa eragiteaz gain. Hargatik, kareharri gutxiago metatu ziren. Hipotesi hau segidan zehar nanofosil karetsu birlanduak progresiboki ugaritzearekin bat dator, zeren honek sedimentuen birmobilizazio handiagoa erakusten du (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018a). Bere aldetik, elikagaien ugaritzea <5 µm-ko *Toweius*-en ugaritzeak erakusten du. Honenbestez, Barinatxeko paleoingurugiro aldaketen interpretazioa Gorrondatxekoaren antzekoa da, nahiz eta Barinatxen nanofosil karetsu birlanduen proportzioa % 12-koa izan, Gorrondatxen % 20-koa den bitartean. Desberdintasun honen arrazoia Barinatxe kontinentetik urrunago kokatzea izan daiteke, eta ekarpen kontinental gutxiago jasotzen zuela, eta honek esplikatzeko du baita Gorrondatxen baino kareharri gehiago egotea.

Berezitasunak taxoi batzuren portaeran

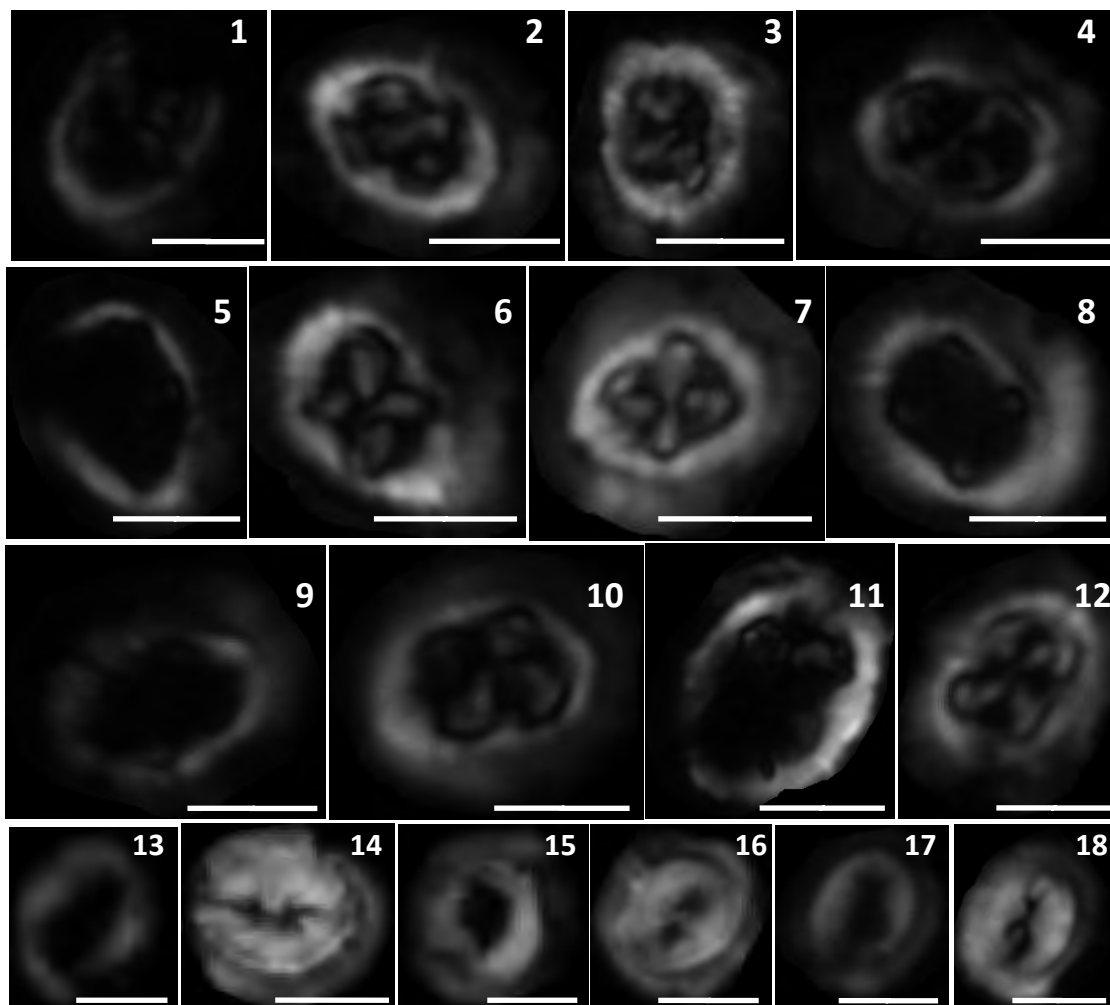
Toweius callosus-ek Gorrondatxen *Reticulofenestra dictyoda*-ren irekidura zabaleko morfotipoak erakusten duen joera berdin-berdina erakusten du Barinatxen, ugariagoa da CIE_{19-23m}-an. Ondorioz, badirudi familia honetako espezieek irekidura zabalaren aldeko joera dutela karbonoaren zikloan asaldura bat dagoenean, edo deskarga kontinental handiagoko garaietan. *Coccolithus formosus*, *C. pelagicus*-ekiko proportzioan gutxitu egin zen Barinatxeko CIE_{19-23m} gertakarian. Aldiz, gertakariaren ondoren nabarmen ugaritu zen *C. formosus*, erakutsiz klimaren errekupeziara askoz hobeto egokitu zela. Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariaren errekupeziarian ere ugaritu egin zen *C. formosus*, eta honek erakusten du deskarga kontinental handiagoko garaietara hobeto egokitua dagoela. Bestalde, *Ericsonia* spp. ugaritu egiten da, eta hau izan daiteke bai temperatura igoeragatik, bai elikagaien kantitate ugariagotatik.

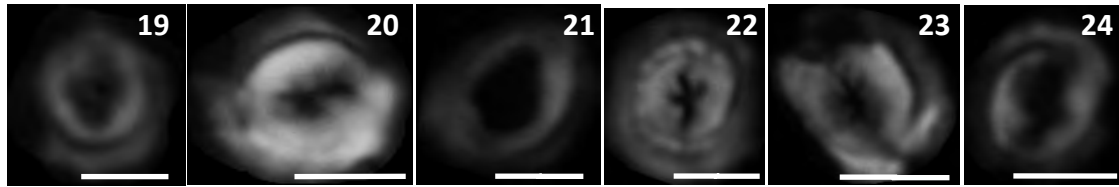
Sphenolithus editus-en ugaritasuna handitu egiten da Barinatxeko sekzioan zehar, CIE_{19-23m}-ra eta bere errekupeziara hobeto egokitu zela iradokiz. Sekzioan zehar ugaritu egiten dira baita *Umbilicosphaera*, *Lophodolichus* eta *Blackites*, eta pentsa daiteke CIE_{19-23m} gertakarira eta honen errekupeziara ongi egokitu zirela. Aldiz, *Discoaster binodosus*, izar formako *Discoaster*-a, okerrago egokitzen dela dirudi.

5.6. IRUDIEN ANALISIA

5.6.1. DATU BILKETA

Irudien analisirako asoziazioak ikertzeko *smear slide* berak erabili dira, 110 xafla guztira. Gorrondatzen aztertutako taxoietatik, Barinatxen bi errepikatzen dira: *Chiasmolithus solitus* eta *Toweius pertusus*, zeina Barinatxen autoktonoa den, Gorrondatxen ez bezala. Ez da hirugarren taxoirik aztertu, izan ere Barinatxeko asoziaziotik *Zygrhablithus bijugatus* da disoluzioari sentikorra kontsideratzen den bakarra (Adelseck, 1973; Jiang & Wise, 2006), baina ezin zaio irudien analisiaren teknika palikatu bere ezaugarri optikoak direla eta. Orotara, lagin bakoitzean bi espezieetako 50 banakoren masa/azalera indizearen batezbestekoak kalkulatu dira, 11000 banako guztira (4. lamina). Gainera, erdiko barrarik gabeko *Chiasmolithus solitus*-en indizea ere kalkulatu da.

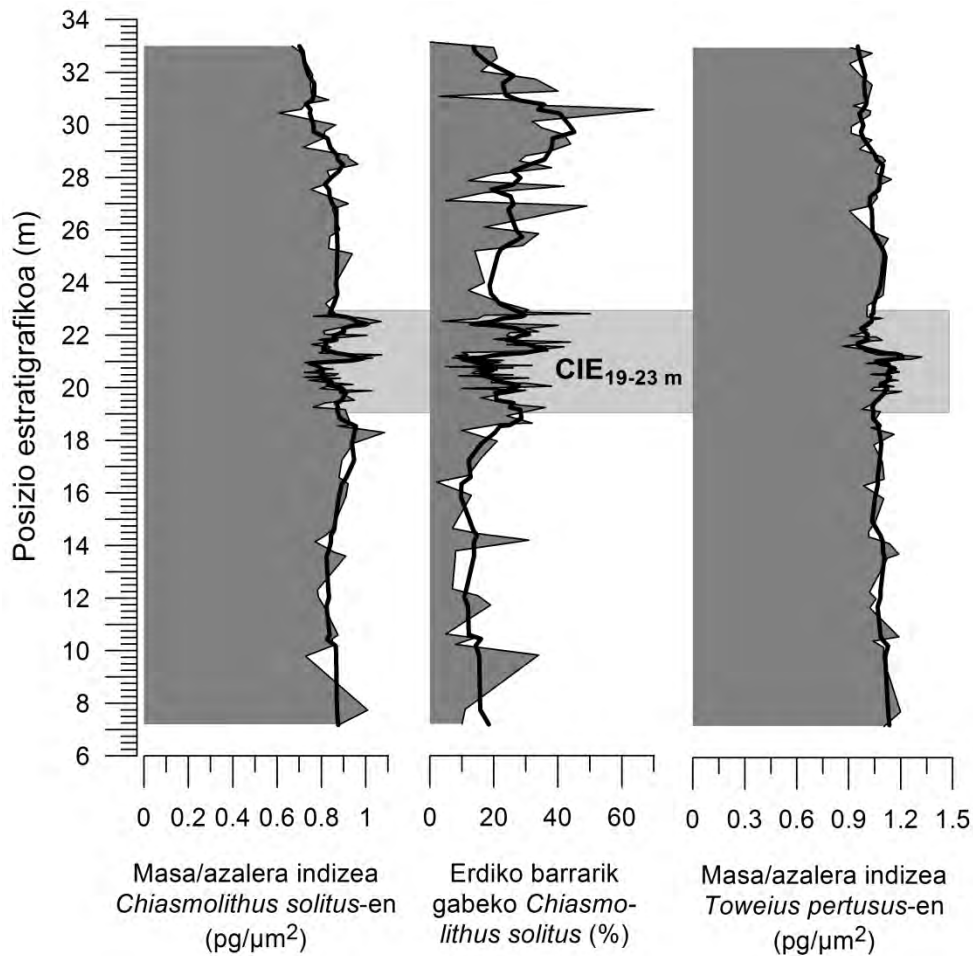




4. lamina: Polarizazio zirkularrekin aztertutako eta C-Calcita softwarearekin (Fuertes et al., 2014) moztutako espezieen irudiak. Eskala barra 5 μm -koa da. Dagokien lagina eta posizio estratigrafikoa adierazita daude, eta horrela altuera guztietan disoluzio gehiago ala gutxiago dagoen ikus daiteke. **(1-12) Chiasmolithus solitus.** (1) BA-YP-1a, CIE_{19-23m} aurrekoa, 7.2 m. (2) BA-YP-1a, 7.2 m. (3) BA-YP-5b, CIE_{19-23m} aurrekoa, 13.75 m. (4) BA-YP-5b, 13.75 m. (5) BA-YP-27, CIE_{19-23m} bitartekoa, 20.36 m. (6) BA-YP-27, 20.36 m. (7) BA-YP-42a, CIE_{19-23m} bitartekoa, 21.13 m. (8) BA-YP-42a, 21.13 m. (9) BA-YP-75, CIE_{19-23m} ondorengoa, 27 m. (10) BA-YP-75, 27 m. (11) BA-YP-88, CIE_{19-23m} ondorengoa, 30 m. (12) BA-YP-88, 30 m. **(13-24) Toweius pertusus.** (13) BA-YP-1a, CIE_{19-23m} aurrekoa, 7.2 m. (14) BA-YP-1a, 7.2 m. (15) BA-YP-5b, CIE_{19-23m} aurrekoa, 13.75 m. (16) BA-YP-5b, 13.75 m. (17) BA-YP-27, CIE_{19-23m} bitartekoa, 20.36 m. (18) BA-YP-27, 20.36 m. (19) BA-YP-42a, CIE_{19-23m} bitartekoa, 21.13 m. (20) BA-YP-42a, 21.13 m. (21) BA-YP-75, CIE_{19-23m} ondorengoa, 27 m. (22) BA-YP-75, 27 m. (23) BA-YP-88, CIE_{19-23m} ondorengoa, 30 m. (24) BA-YP-88, 30m.

5.6.2. EMAITZAK

Chiasmolithus solitus-en masa/azalera indizearen batezbestekoa $0.88 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da CIE_{19-23m} aurretik, $0.86 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ gertakarian zehar eta $0.81 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ ondoren (5.9 irudia). Beraz, balioa ia konstante mantentzen da sekzioan zehar, amaieran apur bat jaisten den arren. Aldiz, 21 eta 22.5 metroetan $1 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ gainditzen duten piko positiboak nabari dira. Bestalde, *C. solitus*-en erdiko barrak galtzeko joera handitu egiten da sekzioan gora egin ahala (5.9 irudia). Barrarik gabeko *C. solitus*-en batezbesteko proportzioa % 14-koa da CIE_{19-23m} aurretik, % 22 gertakarian zehar eta % 27 ondoren. Interesgarria da 21 eta 22.5 metroetan, masa/azalera indizearen piko positiboekin batera, barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa nabarmen gutxitzen dela (% 7 eta % 4 hurrenez hurren). Beste alde batetik, *Toweius pertusus*-en masa/azalera indizearen batezbesteko balioa $1.08 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da CIE_{19-23m} aurretik, $1.07 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ gertakarian zehar eta $1.03 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ ondoren. Balioa ia konstantea da honetan ere, batezbesteko osoa $1.06 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ izanik. Hala ere, 21. metroan $1.32 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ko piko positiboa dago (5.9 irudia).



5.9 irudia. Masa/azalera indizearen aldaerak Barinatxan ikertutako taxoietan, eta erdiko barrarik gabeko *Chiasmolithus solitus*-en ugaritasun erlatiboa (%). Marra lodiak elkarren segidako 5 punturen arteko batezbesteko mugikorra adierazten du.

5.6.3. INTERPRETAZIOA

Edozein interpretazio-saiakera egin aurretik, nanofosil karetsuen kontserbazio eskasa gogoratu behar da. Litekeena da alterazio diagenetikoak kaltzitaren zati bat disolbatu eta beste puntu batzuetan kristalizatu izana. Hori ahaztu gabe, joerak baino gehiago, Barinatxan ikertutako espezieen masa/azalera indizeetan deigarriena beren balio absolutu baxua da, Gorrondatxekoekin alderatuta bereziki. Gorrondatxan, *Chiasmolithus solitus*-en batezbesteko balioa $1.25 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da C21r-H6 gertakariaren aurreko tartean, eta $0.88 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da gertakarian zehar, hau da, Barinatxeko sekzio osoko batezbestekoaren berdina. Era berean, erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa % 12-koa da Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarian (% 35-eko balio maximoekin), eta Barinatxan CIE_{19-23m} ondorengo batezbestekoa bera da % 27-koa. Bestalde,

Gorrondatxen *Toweius pertusus*-en masa/azalera indizearen batezbestekoa $1.12 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da C21r-H6 aurretik eta ondoren, eta $0.99 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ gertakarian zehar; Barinatxen indizea ia konstantea da, $1.06 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ batezbeste. Honek guztiak erakusten du Barinatxen Eozeno goiztiarrean zehar egon ziren ingurugiro baldintza orokorrak, Gorrondatxen Lutetiarreko C21r-H6 gertakarian zehar ($\sim 47.4 \text{ Ma}$) egon ziren baldintzen antzekoak izan zirela.

Ondorioz, Barinatxeko nanofosil karetsuak Eozeno goiztiarrean zehar etengabe egon ziren disoluzio prozesuen menpean. Taxoi birlandurik aztertu ez denez, ezin da zehaztu disoluzio hori ur zutabeen ala hondo ozeanikoan eman zen. Dena den, Gorrondatxen eginiko interpretazioei jarraiki, zentzuzkoena da Barinatxeko disoluzioa hondo ozeanikoan gertatu izana. Beraz, nanofosil karetsuen disoluzioak erakusten duenez, Barinatxeko eremua etengabe lisoklinaren azpian kokatua egon zen, disoluzio partziala jasaten. Foraminifero plantoniko eta bentonikoen arteko erlazioan oinarrituz, Payros et al.-ek (2006) Barinatxe eta Gorrondatxen metatutako materialen paleosakonera antzekoa izan zela ondorioztatu zuten (1500 m). Horrek esan nahi du, Bizkaiko golkoan, Eozeno goiztiarrean lisoklina 1500 m baino gorago egotetik, Eozeno ertainean 1500 m baino beherago egotera jaitsi zela, nahiz eta C21r-H6 gertakarian zehar behin behinean igo zen. Azkenik, lisoklinatik behera egon arren Barinatxen Gorrondatxen baino karbonato gehiago egotearen arrazoiak, lehena kontinentetik urrunago egotea eta Eozeno goiztiarrean sedimentu terrigeno kontinental gutxiago iristea izango liriateke (Payros et al., 2006, 2015a).

Barinatxeko nanofosil karetsuen masa/azalera indizeen denboran zeharreko joeretan ia ez dago aldaketarik. Honek erakusten du CaCO_3 saturazioa, pCO_2 -a eta pH-a apenas aldatu zirela sekzioan zehar. Bai nabari da, segida estratigrafikoan igo ahala, nanofosil karetsuen masa galera txiki bat, eta baita erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en ugaritze bat, goialdeko batezbestekoa behealdekoen bikoitza izatera iritsiz. Honek guztiak erakusten du, batetik CIE_{19-23m} gertakarian zehar ez zela nanofosil karetsuen karbonatoaren disoluzioa handituko zuen lisoklinaren igoera nabarmenik gertatu. Bestetik, segidan gorantz egin ahala disoluzioa zertxobait igotzea, lisoklinaren igoera gradualaren edo ozeano hondoaren sakontze progresiboaren ondorioa izan zitekeen.

Bukatzeko, 21 eta 22.5 metroetan behatutako pikoak interesgarriak dira, non masa/azalera indizea handitzen den eta erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa

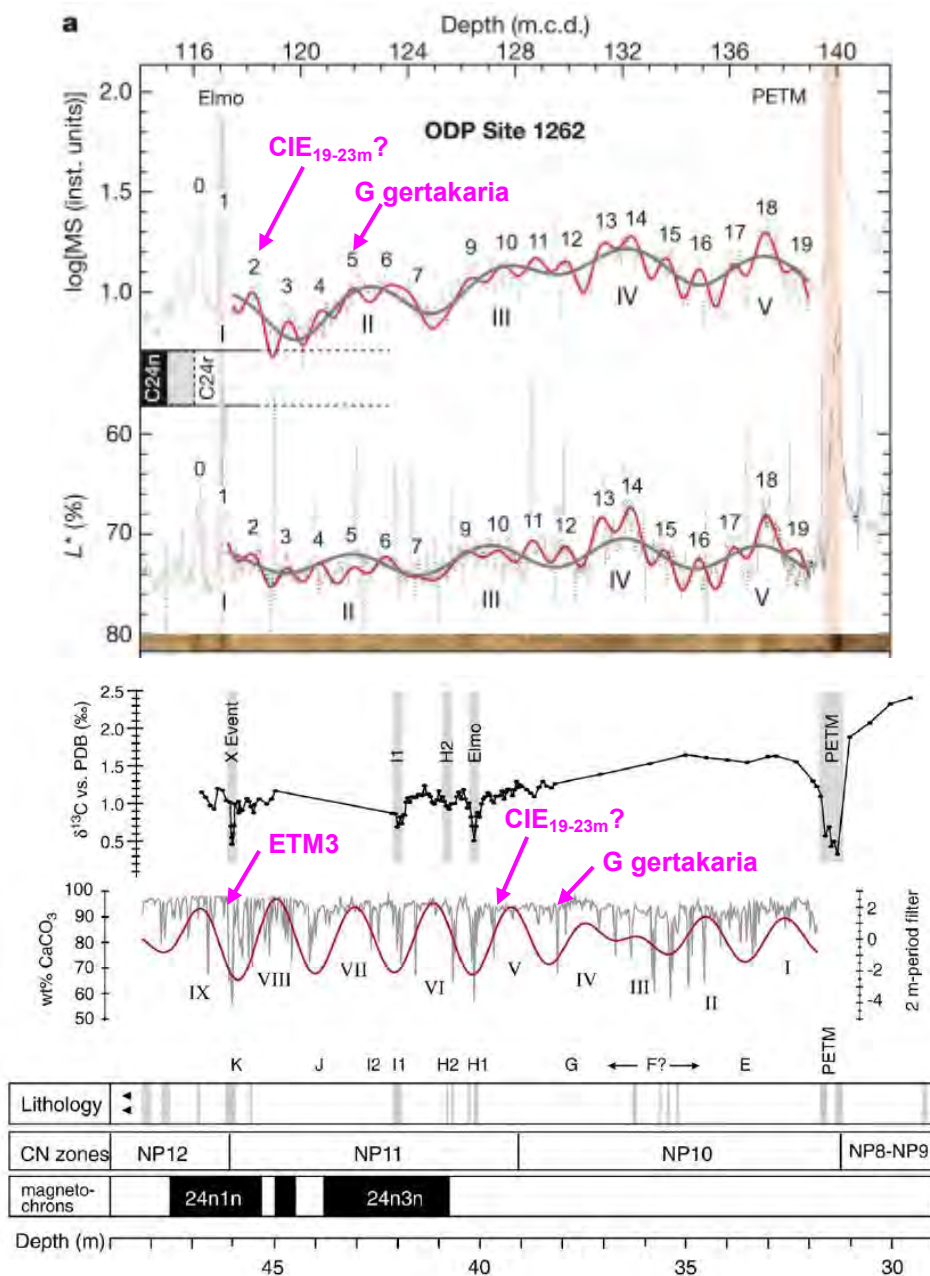
txikitzen den. Bi puntu hauek $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsioekin bat datoz (21. metroan -0.04 eta 22.5. metroan -0.01). Honek erakuts dezake CIE_{19-23m}-aren nukleoan nanofosil karetsuek gehiago kaltzifikatu zutela, Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariaren hasierako zatian bezala. Honek pentsarazten du, Gorrondatxan ere C21r-H6 gertakarian kaltzifikazioa handiagoa izan zitekeela baina kasu hartan disoluzioak ezabatu zuela. Aldiz, bai ageri da kaltzifikazio handiagoa gertakariaren aurretik, oraindik lisoklina igo gabe zegoenean. Ostera, Barinatxe uneoro lisoklina azpitik zegoenez, bai erregistratu zen kaltzifikazio handiagoa CIE_{19-23m} gertakarian zehar. Ondorioz, esan liteke $\delta^{13}\text{C}$ -ren balio erlatiboki baxuak nanofosil karetsuen kaltzifikazio handiagoarekin erlaziona daitezkeela, eta hain zuzen ere horregatik beha daitezke masa/azalera indize handienak Barinatxeko 21 eta 22.5 metroetan, $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsio negatiboenak dauden tokian.

5.7. EZTABAIDA OROKORRA

CIE_{19-23m} izan al daiteke ETM2 gertakaria?

Mundu mailan ETM2-an zehar nanofosil karetsuek erakutsi dutena kontuan hartuta, zaila dirudi Barinatxeko CIE_{19-23m} gertakaria ETM2-a izatea. Barinatxan ez dago egiaztatzerik ea lisoklina 500 m igo zen (D'Haenens et al., 2014), sekzioa uneoro lisoklina azpian zegoelako. Gainera, kaltzifikazio altuagoko eremua bi pikotara mugatzen da, eta ETM2-a balitz balio jarraiagoak erakutsiko zituela pentsa daiteke. Bestalde, itsaso epikontinentaletako nanofosil karetsu asoziazioetan, bereziki Tethys iparraldean, oro har oportunistak diren taxoiak (bereziki *Toweius* txikiak) ugaritasuna nabarmen handitzen da ETM2-an zehar, eta taxoi oligotrofikoak nabarmen gutxitzen dira (Sluijs et al., 2009; D'Haenens et al., 2012; D'Onofrio et al., 2016). Barinatxan *Toweius* txikiak ugaritzerik ez da ikusten, eta beste taxoiak aldaketak ez dira oso nabarmenak, % 1-2 ingurukoak. Honek erakusten du CIE_{19-23m} gertakariak ez zuela eragin handirik izan kokolitofoetean. Horrez gain, Barinatxeko nanofosil karetsuen joerak bai dira Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariaren antzekoak. C21r-H6 gertakaria ETM2-a baina intentsitate txikiagokoa izan zen, eta beraz argi geratzen da Barinatxeko asaldura klimatikoa ez dagokiola ETM2-ari. Isotopo egonkorrek ere berdina erakusten dute: ETM2-ko CIE-a % -1.5-era iristen da beste sekzio batzuetan (Agnini et al., 2009; D'Haenens et al., 2012, 2014; Schoon et al., 2013; Lei et al., 2016), Barinatxeko CIE_{19-23m}-an soilik % -0.6-koa den bitartean.

Hau guztia esanda, pentsatu beharra dago zein gertakari egon daitekeen Barinatxeko CIE_{19-23m}-arekin lotuta. Orain arte ez da inon aipatu NP11 biozonan eta ETM2-aren aurretik gertatutako asaldura klimatikorik. Gertuen dagoen gertakaria G izenekoa da, ETM2-a baino eszentrikotasun ziklo luze bat (400 ku) lehenagokoa, NP10 biozonan (5. zikloa Lourens et al., 2005-en; G hizkia Galeotti et al., 2010-en; 5.10 irudia).



5.10 irudia. Goian, 2 zenbakidun eszentrikotasun maximoaren posizio estratigrafikoa (ODP Site 1262-ko erregistroan identifikatua), Barinatxeko CIE_{19-23m}-aren eragile posiblea (Lourens et al., 2005; Elmo ETM2-a da). Behean, Galeotti et al.-ek (2010) Contessan eginiko analisi geokimikoak, non CaCO₃ edukiaren piko negatiboa agian

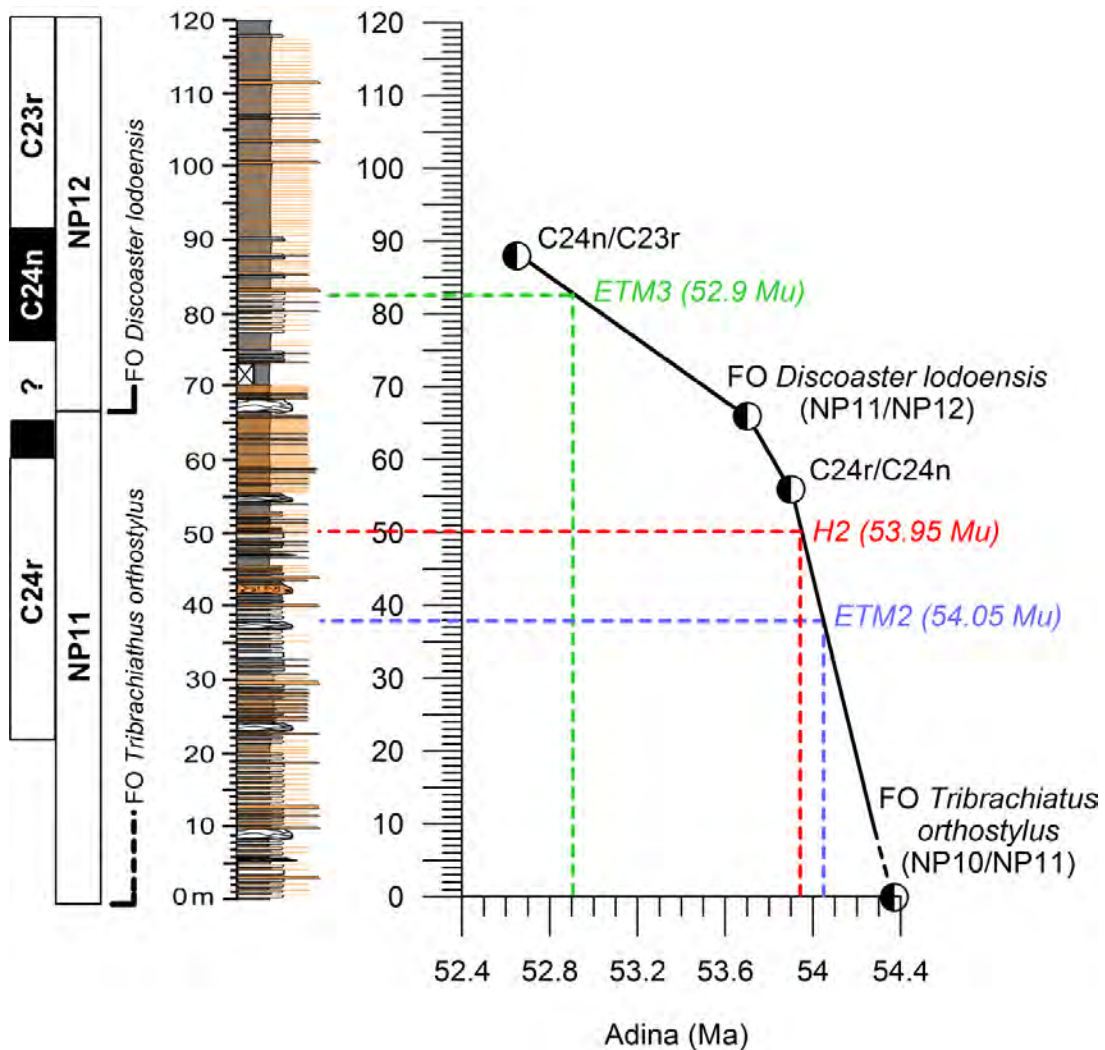
korrelazionagarria izan daitekeen CIE_{19-23m}-arekin. G gertakaria ere erakusten da, Lourens et al.-en (2005) 5. eszentrikotasun maximoari dagokiona.

Aitzitik, interesgarria da Galeotti et al.-en (2010) ikerketan nabari dela CaCO₃ edukiaren piko negatibo bat ETM2-a baino 100 ku lehenago, NP11 biozonaren biatan (5.10 irudia). Gertakari hau Lourens et al.-en (2005) 2 zenbakidun eszentrikotasun maximoari dagokio. Oszilazioaren intentsitateak nahikoa dirudi CIE_{19-23m}-an behatutako emaitzak sorrarazteko. Honenbestez, posible da CIE_{19-23m} gertakaria ETM2-a baino 100 ku-ko eszentrikotasun ziklo bat lehenago gertatu izana.

Bestalde, CIE_{19-23m} ETM2-aren aurreko gertakari bat bada, Barinatxen egon beharko luke tarte bat ETM2-ari dagokiona. Berau identifikatzeko adin eredu bat eraiki da Barinatxen behatutako gertakarien posizio estratigrafikoarekin eta beren adin absolutuarekin (Gradstein et al., 2012; Westerhold et al., 2017; 5.11 irudia). Ondoren, sekzio honetan identifikatu gabeko gertakari hipertermalen (ETM2, H2, ETM3) posizio estratigrafikoa aurkitzeko saiakera egin da, Westerhold et al.-ek (2017) gertakari hauei emandako adinetik abiatuta. Horretarako, Barinatxeko gertakari hipertermalen kokapen posiblea litologiarekin alderatu da (5.11 eta 5.12 irudiak). Gehienetan gertakari hipertermalak bat datoz segida sedimentarioetako tarte tupatsuekin (Agnini et al., 2009; D'Onofrio et al., 2016), baina 5.11 irudian hiru gertakarientzat kalkulaturako posizioak ez dira tarte bereziki tupatsuak. Honen arrazoia izan daiteke slump eta turbiditen presentzia, sedimentazio-tasan eragin baitzezaketen. Ondorioz, litekeena da gertakari hipertermalak ez kokatzea zehazki 5.11 irudian kalkulaturako tokian, hortik gertu baizik. Horretan oinarrituta, 5.12 irudian isotopo egonkorren datuak erabili dira ETM2, H2 eta ETM3 gertakarien ustezko kokapenak zehazteko. Horretarako, adin ereduarekin eginiko kalkuluak, litologia eta isotopo egonkorrak alderatu dira.

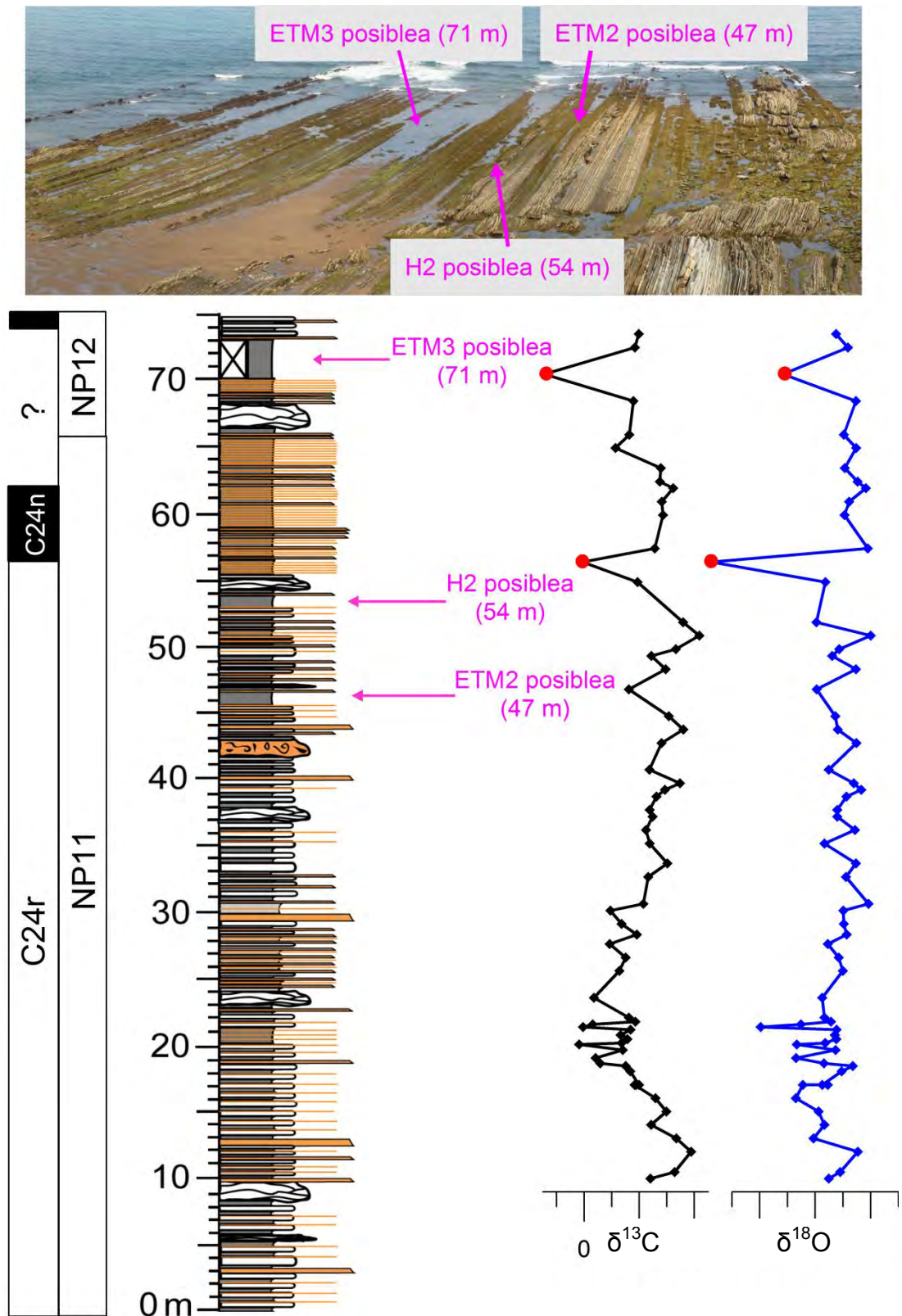
Honenbestez, ETM2-a segidaren 47. metroaren inguruko tarte tupatsuan koka daiteke, non $\delta^{13}\text{C}$ -aren ‰ -0.4-ko eskurtsioa nabari den, nahiz eta $\delta^{18}\text{O}$ -k aldaketa nabarmenik ez erakutsi (5.12 irudia). Adin ereduaren arabera, tupa honen adina 54 Mu litzateke, 56. metroko C_{24r}/C_{24n} inbertsioa baino 150 ku zaharragoa. Era berean, H2 gertakaria, ETM2-a baino 100 ku beranduago gertatua (Galeotti et al., 2010), 54. metroko tarte tupatsuari eta bere balio isotopiko negatiboari erlazionatua egon daiteke; bertan $\delta^{13}\text{C}$ -ren balioa anomaloa kontsideratu da, baina litekeena da anomaloa ez izatea eta hain zuzen, H2 gertakari hipertermalaren ondoriozkoa izatea. Azkenik, ETM3

gertakaria 71. metroaren inguruko tarte tupatsuan kokatzea posible da, zoritxarrez ez labarrean (5.6 irudia) ez marearteko arrasan ongi azaleratzen ez den tarte bat (5.12 irudia), baina balio isotopiko anomalo bat eman zuena. Puntu hau adin ereduarekin kalkulaturako posizioa baino 10 m beherago dago; baina aldiz, Laurentano et al.-en (2016) emaitzekin bat dator. Hain zuzen, ODP Site 1263-an ETM3-a C24n.1n kronaren baitan eta justu NP11/NP12 mugaren ondoren kokatzen da, zehazki Barinatxeko 71. metroko tarte tupatsua kokatzen den tokian (5.12 irudia).



5.11 irudia. Barinatxeko adin eredu, datu bioestratigrafiko eta magnetoestratigrafiko bidez eraikia. ETM2, H2 eta ETM3-aren posizio posiblea, euren Westerhold et al.-en (2017) duten adinean oinarrituta.

Ondorioz, ETM2, H2 eta ETM3 47, 54 eta 71 metroetan erregistratuak egon daitezke Barinatxen, hurrenez hurren. Hipotesi hau konfirmatzeko tarte bakoitzaren ikerketa xeheagoa egin beharko litzateke, eta hori tesi honen helburuen gainetik dago.



5.12 *irudia*. ETM2, H2 eta ETM3-ren kokapen posibleak Barinatxeko zutabe estratigrafikoan eta marearteko arrasako azaleramenduan, magnetoestratigrafia, bioestratigrafia (Martini 1971) eta kurba isotopikoekin batera.

VI. KAPITULUA:

OYAMBREKO

SEKZIOA

- *Kokapen geografikoa*
- *Sekzioaren ezaugarri geologikoak*
- *C19r gertakaria: aurrekariak eta gaiaren gaur egungo egoera*
- *C19r gertakariaren Oyambreko kokapenaren zehaztapena*
- *Isotopo egonkorak*
- *Mineralogia*
- *Foraminifero bentonikoak*
- *Nanofosil karetsuen asoziazioak*
- *Irudien analisia*
- *Oyambreko C19r gertakariari buruzko eztabaida orokorra*

Kapitulu honen edukien zati bat Intxauspe-Zubiaurre et al.-en (2018b) artikuluan argitaratuta dago.

6.1. KOKAPEN GEOGRAFIKOA

Oyambreko sekzioa Kantabriako probintziaren mendebaldeko ertzean kokatzen da. San Vicente de la Barquera herritik 4 km ekialdera dagoen lurmutur baten ekialdeko aldean aurkitzen da (6.1 irudia). Koordenatuak: Lat. 43°24'13"N, Long. 4°20'24"W.



6.1 irudia. Oyambreko sekzioaren kokapen geografikoa.

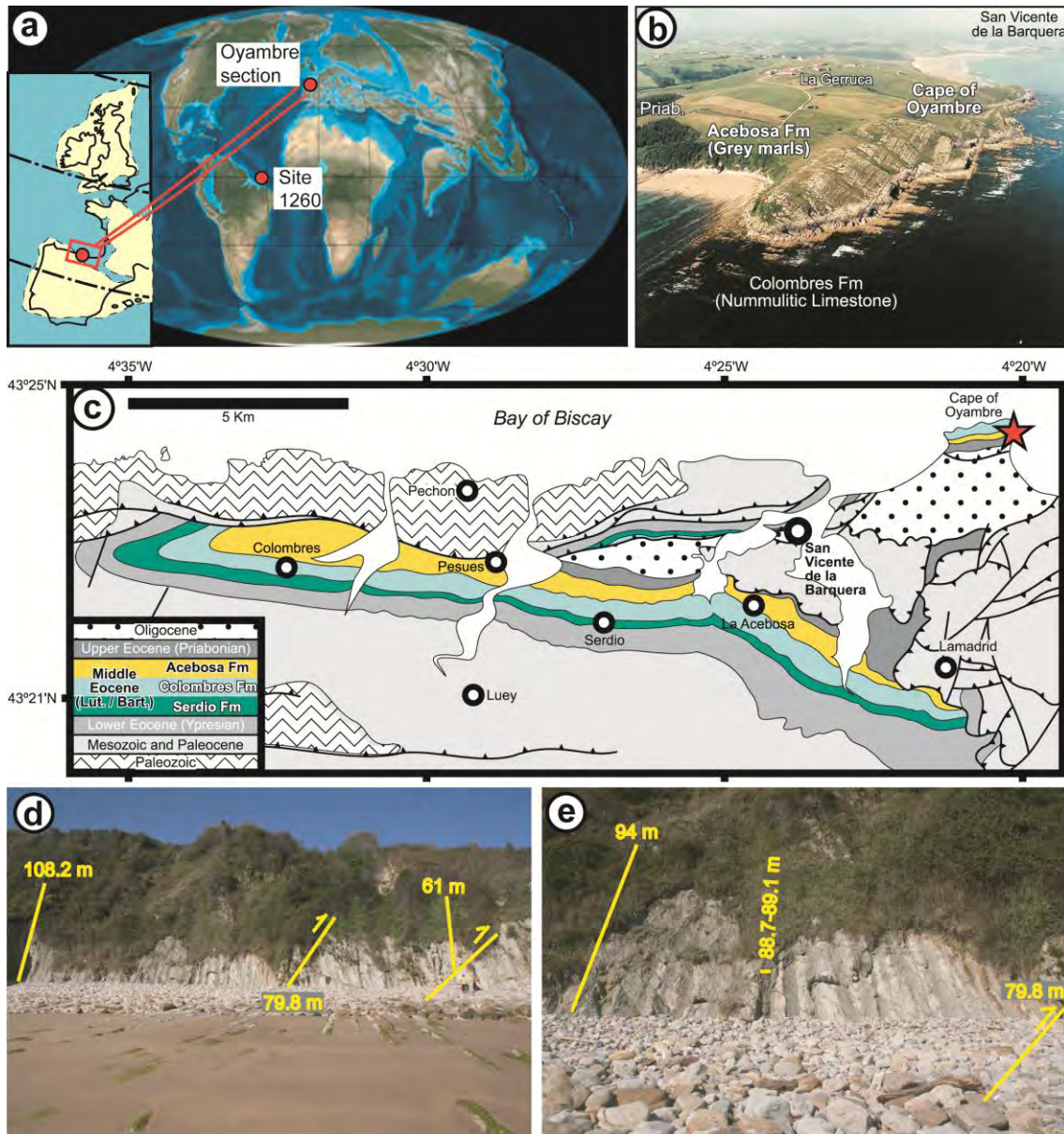
6.2. SEKZIOAREN EZAUGARRI GEOLOGIKOAK

Gorrondatxe eta Barinatxeko sekzioetan bezala, Eozenoan zehar Oyambreko sekzioa itsas golko piriniarraren zati zen (Payros et al., 2015b; 6.2 irudia). Konkretuago, iparraldeko plataformaren alderik urrunenean kokatzen zen, ezpondaren goiko alderako trantzisioan, 500-900 metroko sakoneran.

Eremu honetan egindako lehen ikerketa estratigrafikoak Hines-ek (1985) sintetizatu eta eguneratu zituen. Autore honen arabera, Oyambreko segidak Lutetiarreko Colombres Formazioa (Fm), Lutetiar-Bartoniarrreko Acebosa Fm, Priaboniarrreko Oyambre Fm eta Oligozenoko Merón Fm hartzen ditu. Lan honetan ikertutako tartea Acebosa Fm-ren baitan kokatua dago. Segida ia bertikal dago, zatirik zaharrena edo oina iparraldean eta gaina hegoaldean (6.2 irudia). Sekzioa Oyambre lurmuturraren ekialdean kokatua dago, hondartzaren gainean 2-5 metroko altuerako itsaslabar batean (Payros et al., 2015b). Segidaren zatirik zaharrena marearteko arrasan ere azaleratzen da, marea behean iritsi daiteke (6.2 irudia). Zatirik gazteena gehienetan hondarrez estalia dago arrasan, baina noizbehinka azaleratzen da itsasaldiak harea erauztean.

Acebosa Fm ipar-ekialderantz okertutako ezponda batean metatu zen, progresiboki sakondu zena 500-etik 900 metrotara (Payros et al., 2015b). Acebosa Fm (130 m-ko lodiera gutxi gorabehera) metakin hemipelagikoz osatua dago (tupa eta kareharri txandaketa) eta noizbehinkako turbiditak tartekatzen dira. Gainaldean zenbait slump eta debrita ere ageri dira. Tupa eta kareharrien arteko txandaketa bikoteka ematen da, eta bikote bakoitzaren lodiera progresiboki handituz doa sekzioan gora egin ahala, 20.30 cm-tik >100 cm-ra (6.2 eta 6.3 irudiak). Bikoteak 5 edo 6-ko multzoetan antolatuta daude, 2-6 m-ko lodierarekin. Multzo bakoitzean, ongi definitutako 2 bikote eta beren mugak hain argi ez dauden 3-4 bikote daude. Kareharri-tupa txandaketa bakoitza 21 ku-ko prezesio ziklo astronomikoen adierazpen gisa interpretatu da, eta 5-6 bikoteko multzo bakoitza 100 ku-ko eszentrikotasun zikloena (Payros et al., 2015b; Martínez-Braceras et al., 2017; Dinarès-Turell et al., 2018; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Acebosa Fm-ren beheko zatian (0-61 m) Dinarès-Turell et al.-ek (2018) segidaren kalibraketa astronomikoa egin zuten, prezesio zikloen (21 ku), eszentrikotasun motzaren

(100 ku) eta eszentrikotasun luzearen (405 ku) soluzio astronomiko integratu eta zenbakiak emanez.



6.2 irudia. Oyambreko sekzioaren testuingurua (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b-tik hartua). (a) Oyambreko sekzioaren Eozeno ertaineko kokapen paleogeografikoa, C19r gertakaria definitu zen ODP Site 1260-aren kokapenarekin batera. (b) Oyambre lurmuturraren ikuspegi panoramikoa. (c) Oyambreko inguruko mapa geologikoa. (d-e) Oyambreko ikertutako tartearen ikuspegi orokorra eta xeheagoa (Acebosa Fm-ren erdiko zatia), eta bertan maila garrantzitsu batzuk adierazita.

Acebosa Fm-ko nanofosil karetsuen biozonei dagokionez, Payros et al.-ek (2015b; 6.4 irudia) Okada & Bukry-ren (1980) CP13c-tik CP14-ra identifikatu zituzten, eta

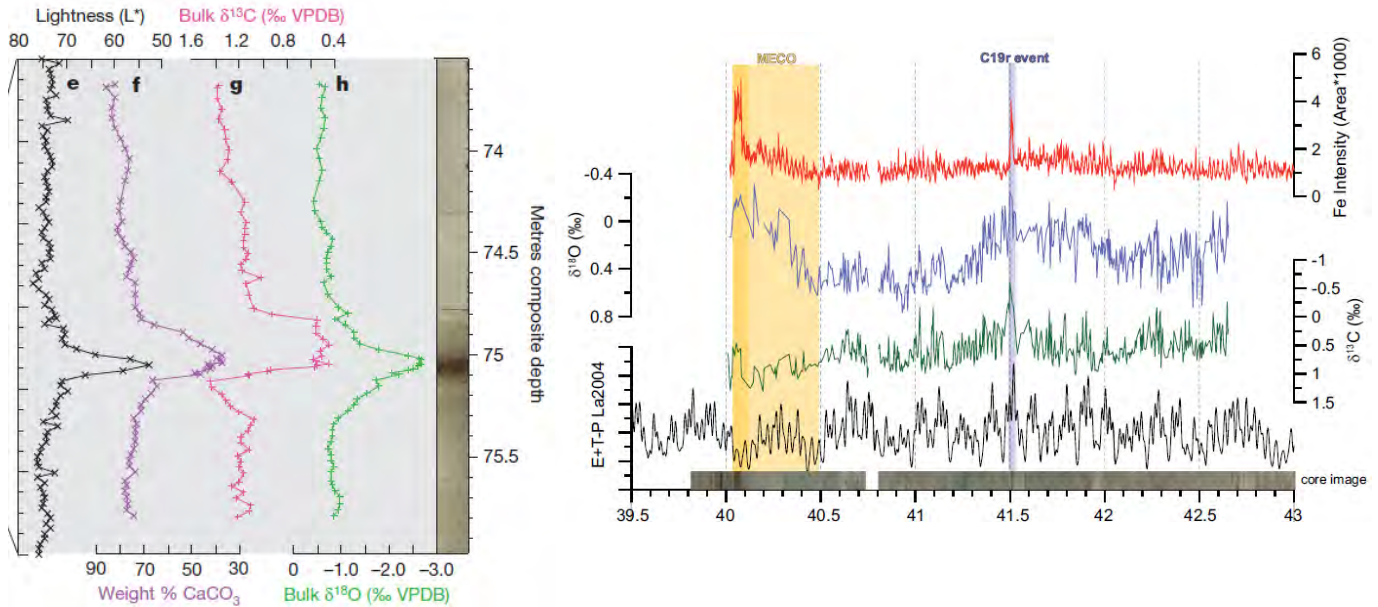
Agnini et al.-en (2017) CEN12-tik CNE17-ra. Foraminifero plantonikoan Wade et al.-en (2011) E10-etik E 13/14 biozonetara ere identifikatu zituzten. Zehaztu zuten beheko eta Erdiko zatiak nahiko jarraiak direla (6.4 irudia), baina goiko aldeari hainbat ezjarraitasun estratigrafikok eragiten diotela. Emaizta magnetoestratigrafikoekin C20r, C20n, C19r eta C18r kronak identifikatu ahal izan ziren Acebosa Fm-an (Payros et al., 2015b; ikus baita Dinarès-Turell et al., 2018). Aitzitik, Erdiko zatiaren paleomagnetismoaren kalitatea eskasa izan zen, eta ezin izan ziren C20n/C19r muga eta C19n krona zehaztu (Payros et al., 2015b; 6.4 irudia). Hala ere, ziur kokatu ahal izan zen 19r kronaren zati bat Acebosa Fm-aren erdialdean.

6.3. C19r GERTAKARIA: AURREKARIAK ETA GAIAREN GAUR EGUNGO EGOERA

C19r gertakaria edo Lutetiar Berantiarreko Maximo Termikoa (LLTM; Late Lutetian Thermal Maximum) ODP Site 1260-an definitu zen lehen aldiz, Demerara Rise, Atlantiar ekuatorialaren mendebaldean (2700 m-ko paleosakonera; Edgar et al., 2007). C19r kronaren baitan gertatu zen eta bere ezaugarriak iraupen laburreko $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ eskurtsioak (‰ 1.2-1.5 eta ‰ 0.4-ko jaitsierak hurrenez hurren foraminiferoetan eta ‰ 1.1 eta ‰ 1.8-koak arroka osoan), karbonato edukiaren jaitsiera (% 75-etik % 35-era), foraminiferoen disoluzioa handitzea eta buztin mineralen ugaritzea dira (Edgar et al., 2007; 6.3 irudia). ETM2-an gertatutakoarekin alderatu ondoren, CCD-a 2500-3000 metrora igotzearen ondorioa izan zela interpretatu zuten. Edgar et al.-ek (2007) proposatu zuten C19r gertakaria ozeano-atmosfera sisteman karbono organikoa txertatzearen ondorioa izan zela, duela 41.83 Mu gertatutakoa, justu duela 41.6 Mu gertatu zen karbonato metaketa handi baten aurretik.

Beranduago, Westerhold & Röhl-ek (2013) ODP Site 1260-ko Fe-ren intentsitatearen erregistroa erabili zuten ikerketa zikloestratigrafikoa egiteko, eta ondorioztatu zuten C19r gertakaria duela 41.51 Mu gertatu zela eta 20 eta 40-50 ku artean iraun zuela. Adierazi zuten baita C19r gertakaria azken 45 Mu-ko intsolazio maximorik

handienetako batekin batera gertatu zela. Aurrerago, Westerhold et al.-ek (2018) proposatu zuten intsolazio maximo hau erlazionatua egon zitekeela zehartasunaren maximo batekin eta eszentrikotasun altu batek modulaturatuko preziesio minimo batekin. Intsolazio maximo honek erraztu zezakeen karbonoaren igorpena ozeano-atmosfera sistemara.



6.3 irudia. Ezkerrean, ODP Site 1260-an C19r gertakariaren inguruko argitasuna, CaCO_3 edukia, $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ (Edgar et al., 2007). Eskuinean, ODP Site 1260-an C19r gertakariaren inguruko Fe erregistroa, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ eta intsolazio eredia (Westerhold & Röhl, 2013).

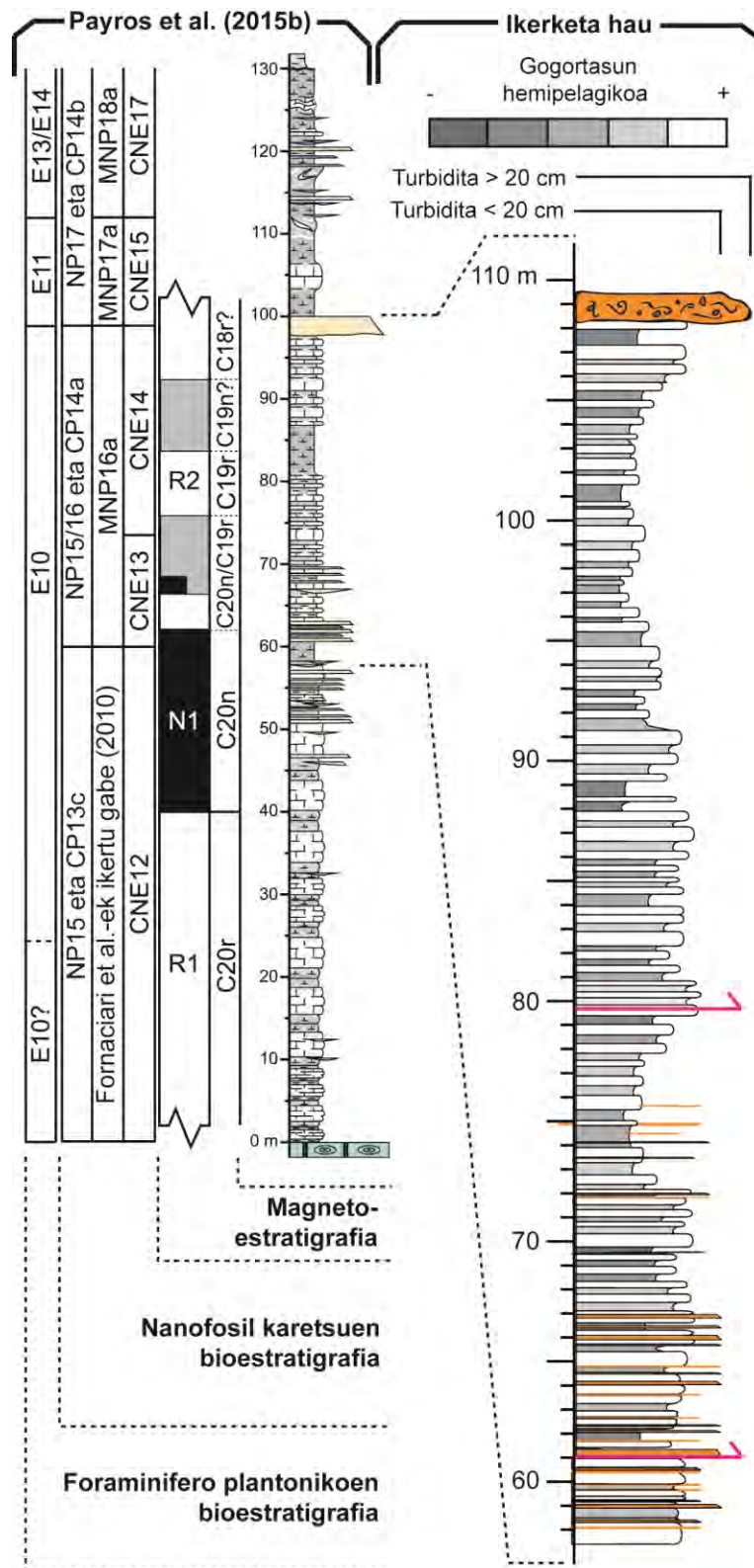
Azkenik, Westerhold et al.-ek (2018) Site 702-an (Hegoaldeko Orcada irltako gandarrean) eta ODP Site 1263-an (Walvis Ridge) ere ikertu zuten gertakaria, biak Atlantikoaren hegoaldean, eta bietan aurkitu zituzten ODP Site 1260-koen antzeko $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ eskurtsioak. Honela ziurtatu zen gertakaria leku ezberdinetan erregistratua dagoela eta gertakari hipertermal global bat kontsideratu daitekeela; LLTM izendatu zuten (Late Lutetian Thermal Maximum). Ikerketa honetan bertan, gertakariaren iraupena zehaztu zuten: iraupen osoa 30 ku-koa, hasierako pultsua 7 ku-koa eta berotzea 10 ku-koa. Lan honetan bere jatorrizko izena erabiliko da (C19r gertakaria).

6.4. C19r GERTAKARIAREN OYAMBREKO KOKAPENAREN ZEHAZTAPENA

Doktorego tesi honetako lanei ekiterakoan, desberdintasun garrantzitsu bat zegoen Oyambreko sekzioko C19r gertakari hipertermalaren eta Barinatxe eta Gorrondatxeko gertakarien artean: aurreko ikerketei esker, asaldura klimatikoaren posizio estratigrafikoa ezaguna zen lehenagotik Barinatxan eta Gorrondatxan, baina Oyambren lehenik C19r gertakaria sekzioaren zein puntutan kokatu daitekeen ikertu behar izan zen. Hasteko, Payros et al.-ek (2015b) argitaratutako zutabe estratigrafikoa doitu zen, eta horrekin ikusi zen Acebosa Fm-ari hasieran esleitutako 130 m-ko lodiera egiaz 140 m-koa zela (6.4 irudia). Gainera, segidari eragiten dioten bi faila identifikatu ziren, bat sekzioaren 61. metroan (C20n kronaren baitan) eta bestea 79.8 metroan (C19r krona). Segidan eginiko lehen magnetoestratigrafian oinarrituta, ikerketa honetako lana Acebosa Fm-ren erdialdeko tartera mugatu zen, Payros et al. (2015b)-ko 57-100 m tartera, hots, ikerketa honetako zuzenketaren ostean, 61-108.2 m tartera. Horrez gain, ikerketa zikloestratigrafikoa egiteko sekzio hemipelagiko hipotetikoa eraiki zen, metakin turbiditikoaren lodierak baztertuz (6.5 irudia; Naroa Martínez-Bracerasen doktorego tesi proiektua, Estratigrafia eta Paleontologia saila, UPV/EHU).

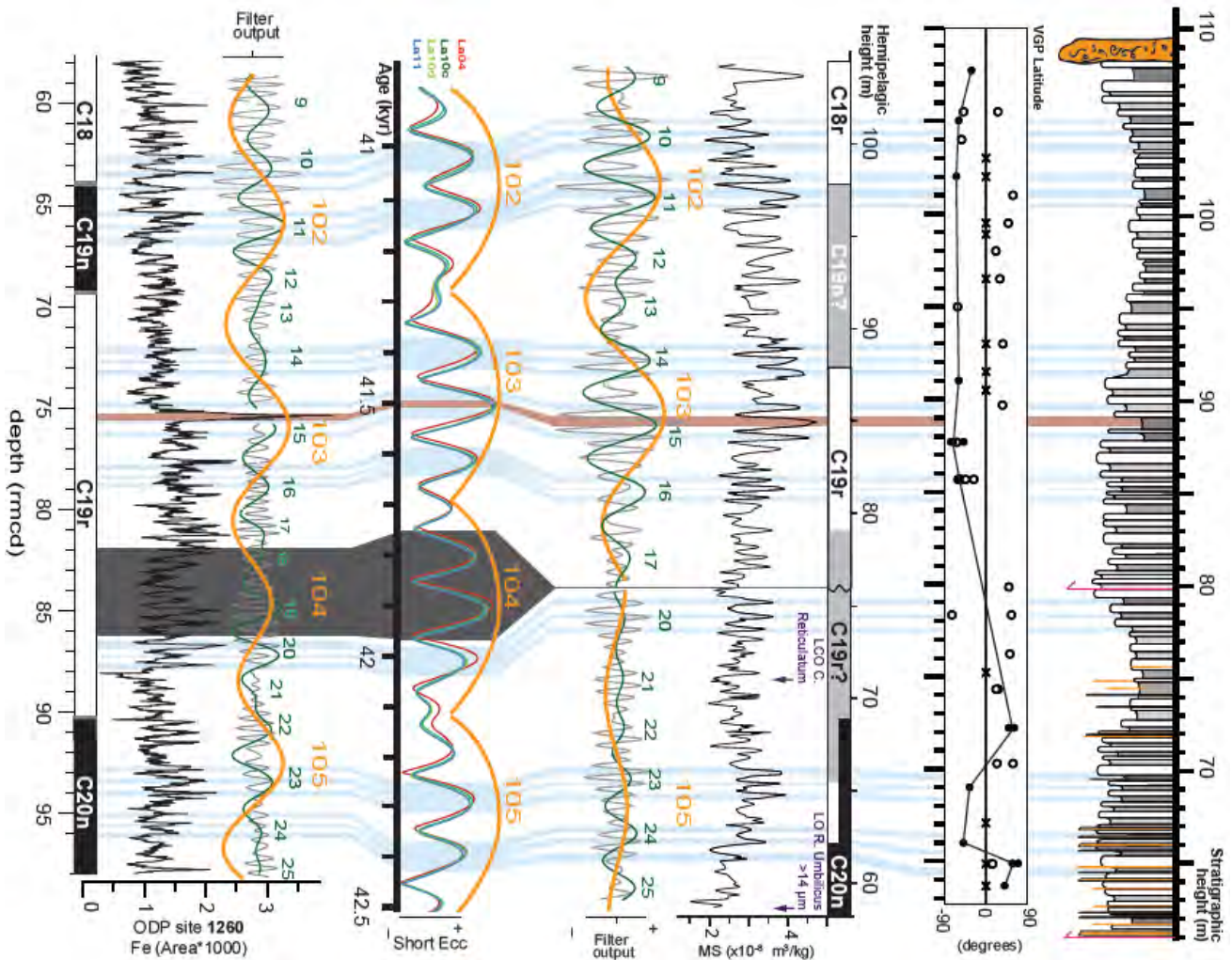
Ikerketa honetan Payros et al.-ek (2015b) aurkeztutako nanofosil karetsuen bioestratigrafia berrikusi da. Orain, >14 μm -ko *Reticulofenestra umbilicus* 61. metroko failatik aurrera ageri da eta *Cribocentrum reticulatum*-en LCO (Lowest Common Occurrence; ugari ageri den behereneko kokapena) sekzioko 74. Metroan kokatzen da (segida hemipelagikoaren 7.1 metroan, turbiditarik gabe; 6.5 irudia). Aurretiko datu magnetoestratigrafikoekin (Payros et al., 2015b) eta nanofosil karetsuen bioestratigrafiako kokapen berriekin, sekzioaren kalibraketa orbitala egin ahal izan zen, 21, 100 eta 400 ku-ko zikloak identifikatuz (Martínez-Braceras et al., 2017; Martínez-Braceras Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b-n; 6.5 irudia). Horrela, ziklo orbitalen anplitudeak ODP Site 1260-koekin (Westerhold & Röhl, 2013) korrelazionatu ahal izan ziren. C19r gertakaria 103. eszentrikotasun ziklo luzearekin erlazionatu ahal izan zen, eta 15. ziklo laburraren erdiko/goiko zatiarekin (Westerhold & Röhl, 2013). Oyambren, kokapen hori

zehazki bat dator sekzio osoko tupa ilunenen kokapenarekin, 87.9 eta 89.1 metroen artean (segida hemipelagikoaren 84-85.2 metroak; 6.5 irudia). Oyambreko sekzioan eginiko gainerako ikerketak C19r gertakaria tupa ilun hauetan kokatzen den ustean oinarrituta daude.



6.4 irudia (aurreko orrialdean). Ezkerrean, Acebosa Formazioaren zutabe estratigrafikoa Oyambre lurmuturraren ekialdeko partean (Payros et al., 2015b). Lan hartan zehaztutako kalibraketa biomagnetoestratigrafikoak adierazita daude.

Eskuinean, lan honetan aztertutako 58 eta 109 metroen arteko sekzioaren xehetasuneko zutabea, non zutabearen lodiera emaitza berrienen arabera zuzendu den.



6.5. irudia. Oyambreko sekzioko Acebosa Fm-ren erdiko tartearen kalibraketa astronomikoa, aurretiazko datu kronoestratigrafikoetan (Payros et al., 2015b) eta biohorizonte berrietan oinarrituta (xehetasun gehiago 6.10 irudian). ODP Site 1260-ko kalibraketarekiko (Westerhold & Röhl, 2013) korrelazioa ere erakusten da. Prezesio (gris), eszentrikotasun labur (berde) eta eszentrikotasun luzeko (laranja) zikloak Westerhold & Röhl-en (2013) bezala kontatuta daude. Bi ereduak Laskar-en (2004, 2011) soluzio astronomikoekin konparatu dira. Lerro marroiak C19r gertakariaren posizioa adierazten du. Eremu gris iluna Oyambren falta den zatia da 79.2 metroko faila dela eta (segida hemipelagikoko 75.9 metroa; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

6.5. ISOTOPO EGONKORRAK

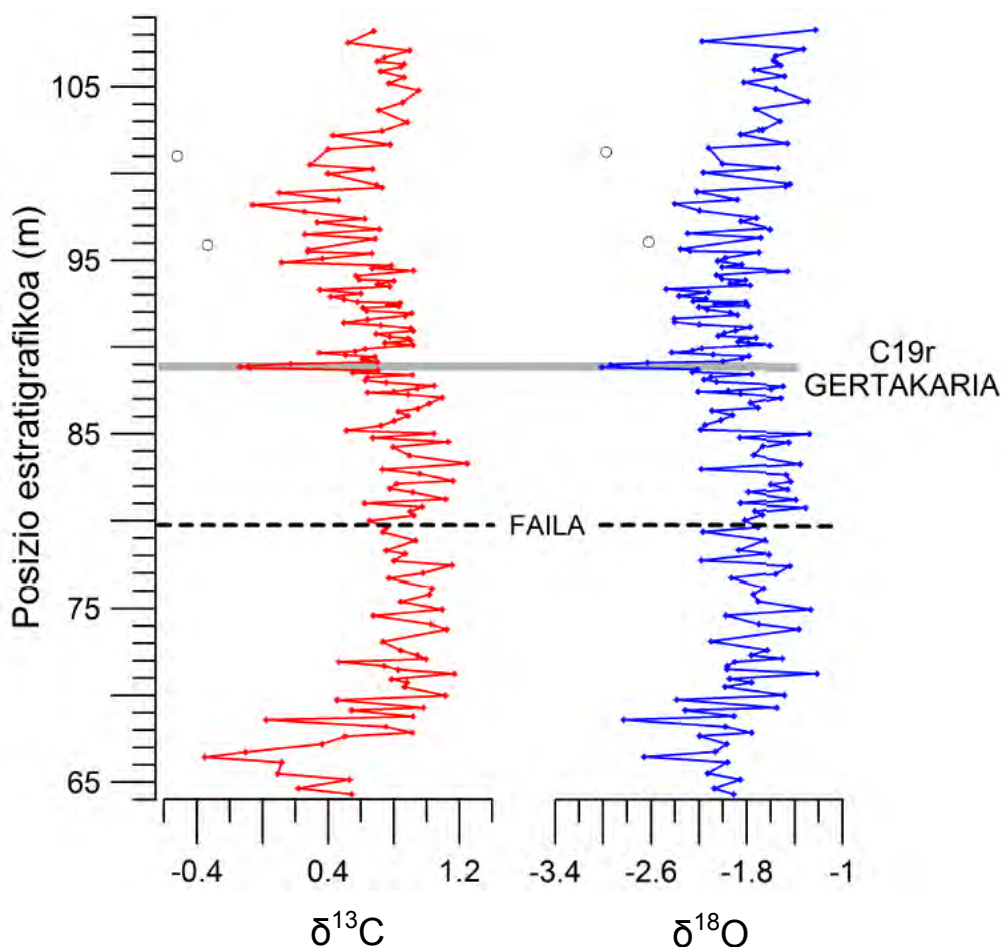
6.5.1. DATU BILKETA

Arroka osoko 162 lagin hartu ziren 64 eta 108 metroen artean. 64 eta 86 m artean estratu bakoitzean lagin bat hartu zen, 33 cm-ko batezbesteko tartekatzearekin. Tartekatzea progresiboki murriztu zen 86 eta 88.5 m artean, eta 88.5 eta 91.7 m artean 3-4 lagin hartu ziren estratuko (11 cm-ko tartekatzea). Ondoren tartekatzea progresiboki handitu zen 95.7 m arte eta sekzioaren gainerakoan lagin bana hartu zen berriro estratu bakoitzean. Analisiak Leibniz-eko laborategian egin ziren (ikus III. kapitulua), eta emaitzak Vienna Pee Dee Bee (VPDB) notazioan adierazita daude NBS19-rekiko. Zehaztasuna ‰ ±0.05-ekoa izan zen $\delta^{13}\text{C}$ -rentzat eta ‰ ±0.09-koa $\delta^{18}\text{O}$ -rentzat (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

6.5.2. EMAITZAK

$\delta^{13}\text{C}$ -ren balioak orokorrean positiboak dira 88.7 m arte, ‰ -0.35 eta 1.25 artean aldatuz (6.6 irudia; xehetasunentzat, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). ‰ 0.85 inguruko karbono isotopoen eskurtsio (CIE) negatibo esanguratsu bat ageri da 88.7 eta 89.1 metroen artean, aurrez aipatutako tupa ilunetako bigarrenaren goiko partean. Bertan balioak ‰ -0.14 eta 0.17 artekoak dira eta batezbestekoa ‰ -0.03-koa da. CIE-a elkarren segidako hainbat puntuz osatua dago eta forma simetrikoa du. Tupa horretatik gora $\delta^{13}\text{C}$ -ren balioak ‰ -0.51 eta 0.95 artean daude eta batezbestekoa ‰ 0.61-koa da. Badaude bi lagin $\delta^{13}\text{C}$ balio erlatiboki baxuekin (56 eta 71 metroetan) baina puntu bakarrak osatuak daudenez anomalia kontsideratu dira, maila horiek meteorizazioa erakusten baitute.

Arroka osoko $\delta^{18}\text{O}$ ‰ -2.83 eta -1.21 artean aldatzen da 88.7 m arte, ‰ 1.83-ko batezbestekoarekin (6.6 irudia). ‰ 0.80-ko eskurtsio negatibo bat gertatzen da 88.7 eta 89.1 m artean ere, non balioak ‰ -3.01 eta -2.23 artean aldatzen diren eta batezbestekoa ‰ -2.86-koa den. Tarte horretatik aurrera balioak ‰ 2.98 eta -1.23 artean aldatzen dira eta batezbestekoa ‰ -1.92-koa da. Nabari dira puntu anomaloak 56 eta 71 metroetan ere.



6.6 irudia. Arroka osoko isotopo egonkorren emaitzak. Testuan aipatutako $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ eskurtsioak ikus daitezke. Zirkulu hutsek anomaliatzat hartutako datuak adierazten dituzte. 88.7 eta 89.1 metroen artean eskurtsio negatiboa erazten duten elkarren jarraiko hainbat puntu ikus daitezke, zikloestratigrafiaren arabera C19r gertakariari dagozkionak.

6.5.3. INTERPRETAZIOA

88.7 eta 89.1 metroen arteko hainbat puntuk, bigarren tupa ilunaren goiko aldean kokatuak, C19r gertakariko CIE-a osatzen dute, baina geruza beraren azpialdeko laginek sekzioko batezbesteko balioen parekoak erakusten dituzte. CIE-a estratu bateko zati batean bakarrik kokatzen denez, esan daiteke $\delta^{13}\text{C}$ balioek Eozenoko karbonatoaren jatorrizko konposizioaren aldaketa erakusten dutela. ‰ -0.85-eko eskurtsioa ODP Site 1260-ko ‰ -1.2-koaren antzekoa da (Edgar et al., 2007). Gainera, balio absolutuak oso antzekoak dira bi sekzioetan. Honek guztiak indartu egiten du C19r gertakaria 88.7 eta 89.1 metroen artean kokatzen dela Oyambreko sekzioan.

Alterazio diagenetikoak askotan eragiten du $\delta^{18}\text{O}$ -n (Marshall, 1992; Maslin & Swann, 2006) eta litekeena da Oyambren ere hori gertatu izana, balioak garai bereko ODP Site 1260-koak baino baxuagoak baitira (Edgar et al., 2007). Ondorioz, ezin da paleotenperaturaren estimaziorik egin Oyambreko datuekin. Gehienez, sekzioan zeharreko $\delta^{18}\text{O}$ balioak elkarren artean alderatu daitezke eta joerak ikusi, Euskokantauriar arroan goi-Kretazeoko eta Zenozoikoko beste sekzio batzuetan egin zen bezala (Jimenez-Berrocso et al., 2013; Payros et al., 2015a; Martínez-Braceras et al., 2017). Kasu honetan, esan daiteke sekzio osoko tenperaturarik altuenak edo gazitasunik txikienak C19r gertakariko CIE-an zehar erdietsi zirela.

6.6. MINERALOGIA

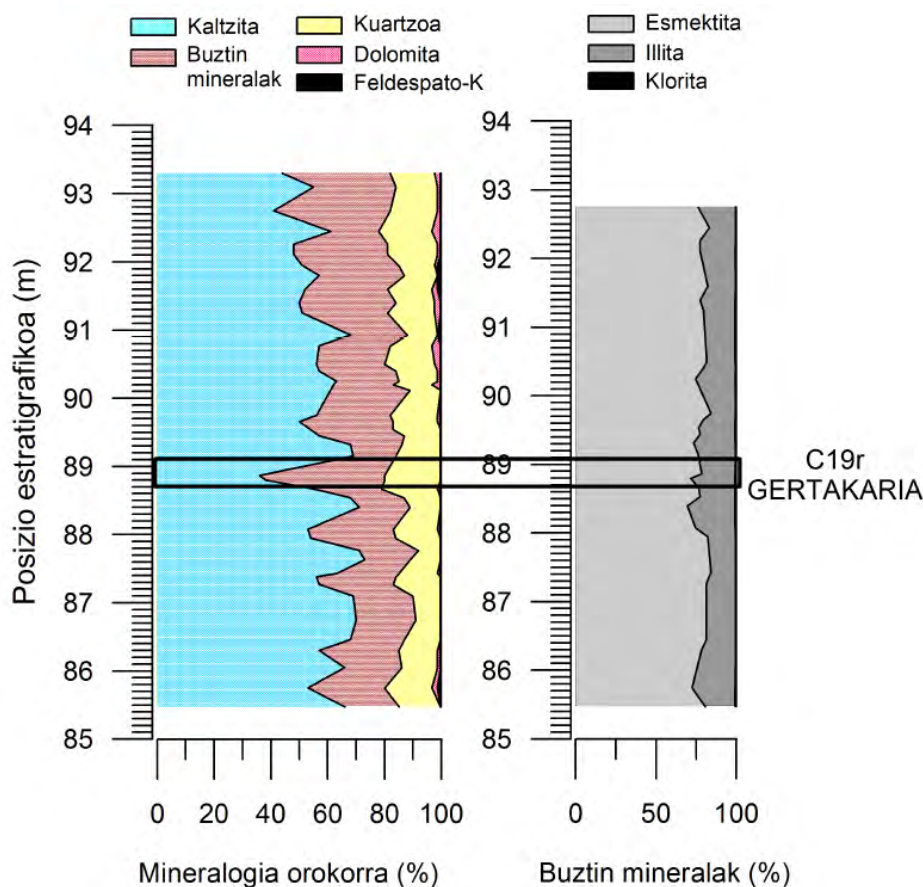
6.6.1. DATU BILKETA

Behin C19r gertakaria Oyambreko sekzioko 88.7 eta 89.1 metroen artean kokatuta, analisi mineralogikoa gauzatu zen eremuko erregimen klimatikoa zehaztu asmoz, mineralogiak kontinenteko arrokei eragiten dieten meteorizazio, higadura eta garraioari buruzko informazioa ematen baitu. Analisia 85.48 eta 93.3 metroen artera mugatu zen (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). 16 lagin hartu ziren kareharrietan eta 27 tupetan. Batezbesteko laginketa tartea 22 cm-koa izan zen 85.48 eta 87.27 metroen artean eta 90.5 eta 93.3 metroen artean, eta progresiboki txikitu zen C19r gertakariko CIE-rantz, bertan 11 cm-koa izan zelarik (lau lagin estratuko). Analisi mineralogikoa X izpien difrakzio bidez gauzatu zen, Euskal Herriko Unibertsitateko Philips PW1710 difraktometroa erabiliz.

6.6.2. EMAITZAK

Mineralik ugariena kaltzita da (tartea: % 36-73; batezbestekoa: % 65 kareharrietan eta % 53 tupetan), eta ondoren buztin mineralak (tartea: % 15-44; batezbestekoa: % 22 kareharrietan eta % 30 tupetan) eta kuartzoa (tartea: % 11-20; batezbestekoa: % 13 kareharrietan eta % 16 tupetan). Dolomita (% 0-3) eta feldespatu-K (% 0-1) osagarri modura ageri dira (6.7 irudia; xehetasunetarako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

Balioak erlatiboki konstanteak dira, C19r gertakarian izan ezik, non buztin mineralak (batezbeste % 43) gaintitu egiten dituzten kaltzitaren (% 37) balioak, eta kuartzoa ere % 20-ra igotzen den. Buztin mineralen baitan, esmektita % 71 eta 84 artean aldatzen da (batezbeste % 77), illita % 16 eta 30 artean (batezbeste % 22) eta klorita % 0 eta 1 artean. Proportzioak apenas aldatzen dira sekzioan zehar (6.7 irudia).



6.7 irudia. Oyambreko kareharri eta tupen mineralogia, X izpien difrakziotik eskuratua. Mineralogia orokorraren (ezkerrean) eta buztin mineralen (eskuinean) ugaritasun ehunekoak.

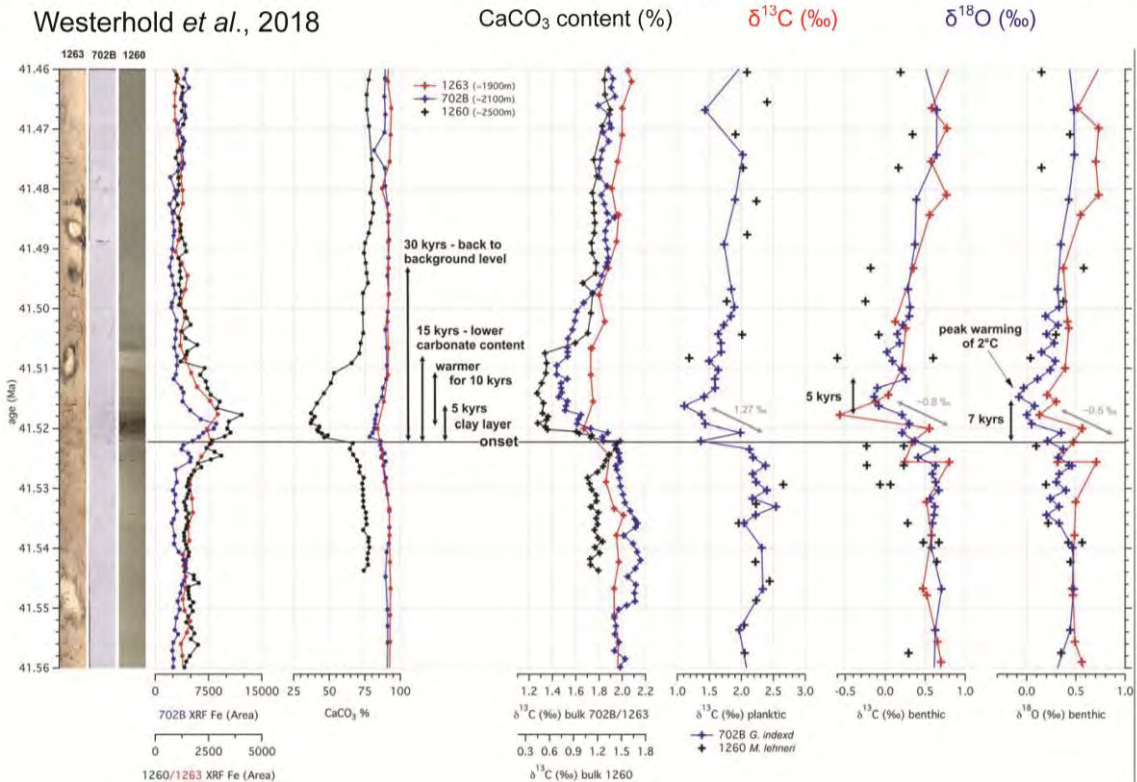
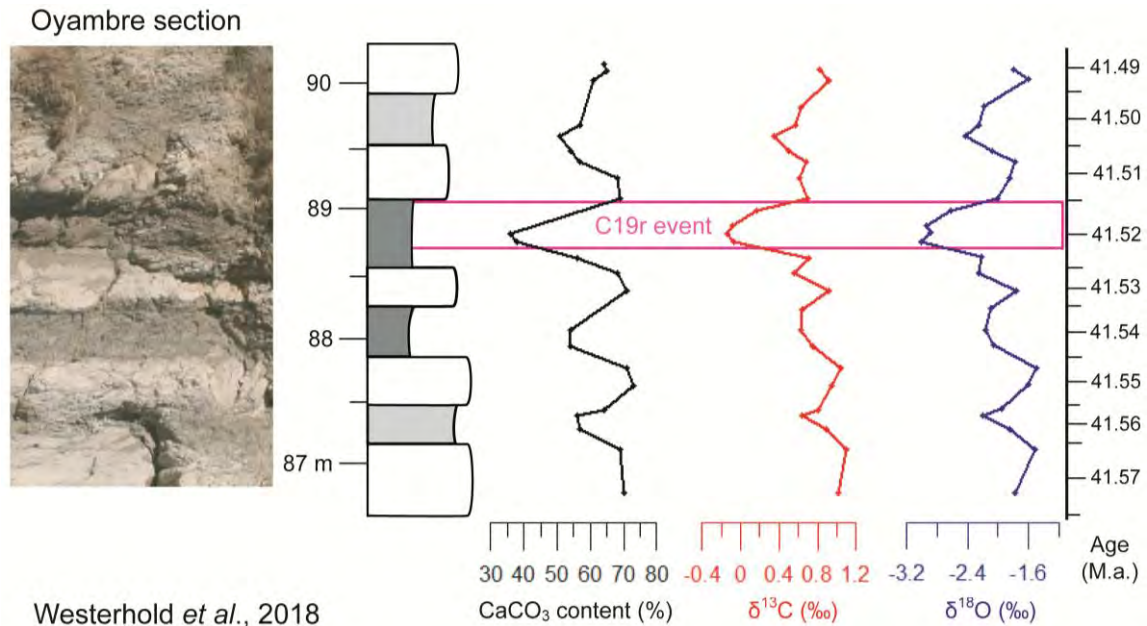
6.6.3. INTERPRETAZIOA

Kaltzitaren eta buztin mineralen ugaritasun aldaketak kareharri-tupa txandaketekin erlazionatuak daude, kareharriak kaltzitan aberatsagoak izanik. Gorabehera honen anplitudea maximoa da C19r gertakariaren inguruan. Kaltzitaren murrizketa Edgar et al.-ek (2007) ODP Site 1260-an C19r gertakarian neurtutakoaren antzekoa da (% 75-etik % 35-era). Oyambreko tupek urtaroen arteko desberdintasun handiko eta udako

prezipitazio indartsuko prezesio hemizikloak adierazten dituzte, udak perihelioan eta neguak afelioan egokitzen zirenak (Martínez-Braceras et al., 2017; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Aldiz, kareharriak urtaroen arteko kontraste txikiagoetan metatzen ziren, udak afelioan eta neguak perihelioan egokitzen zirenean (Einsele et al., 1991). Tupetan material terrigeno gehiago dago, baina hala ere kareharriak lodiagoak dira, ondorioz pentsa daiteke karbonatoaren ekoizpena handiagoa zela kareharrietan, hau da, urtaroen arteko kontraste txikiagoko hemizikloetan. Horregatik, C19r gertakariko kaltzitaren balio minimoak sekzio osoko ziklo hidrologikoaren intentsitaterik altuena adieraziko luke, urtaroko intsolazioaren balio maximoekin batera.

Lutetiarreko urtaroen arteko txandakapen bereizgarria Oyambreko buztin mineralek ere islatzen dute, suposatuz gertuko eta garai bereko lurzoruetatik datozela. Esmektitaren nagusitasunak orokorrean klima bero eta erdi-lehorra adierazten du, hezetasun-mailaren urtaroen arabeko gorabeherekin (Thiry, 2000). Pirinioetako garai bereko metakinetan vertisol esmektitikoazko lurzoruak identifikatu dira, interpretazio paleoklimatiko honekin bat datozenak (Atkinson, 1986). C19r gertakarian buztin mineraletan aldaketarik ez gertatzearen arrazoa izan daiteke lurzoruak heltzeko gehienetan milaka urte behar izaten direla (Thiry, 2000).

Oyambreko isotopo egonkor eta mineralogiaren (konkretuki CaCO_3 edukiaren) emaitzak Westerhold et al.-ek (2018) eskuratutakoaren antzekoak dira, eta Oyambren C19r gertakaria 88.7-89.1 m artean kokatzen dela egiaztatzen dute. Gainera, C19r gertakariari dagozkien estratuek kolore ilunagoa erakusten dute bi sekzioetan (6.8 irudia). Desberdintasun esanguratsu bakarra proxy-en errekupeazioa da, askoz ere laburragoa Oyambren. Aspektu hau kapitulu honetako azken atalean landuko da.



6.8 irudia. Goian, Oyambreko C19r gertakariaren inguruko tartearen xehetasunezko ikuspegia (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b), eta bertan adierazita 88 eta 89 metroetako tupa ilunak, CaCO₃ edukia eta arroka osoko isotopo egonkorren emaitzak. Erreparatu argazkia biratuta dagoela, labarraren oina ezkerrean. Behean, Site 1263 (gorria), 702B (urdina) eta 1260-ko (beltza) lekuko argazkiak, CaCO₃ edukia eta isotopo egonkorren emaitzak arroka osoan eta foraminifero planktoniko eta bentonikoetan (Westerhold et al., 2018).

6.7. FORAMINIFERO BENTONIKOAK

6.7.1. DATU BILKETA

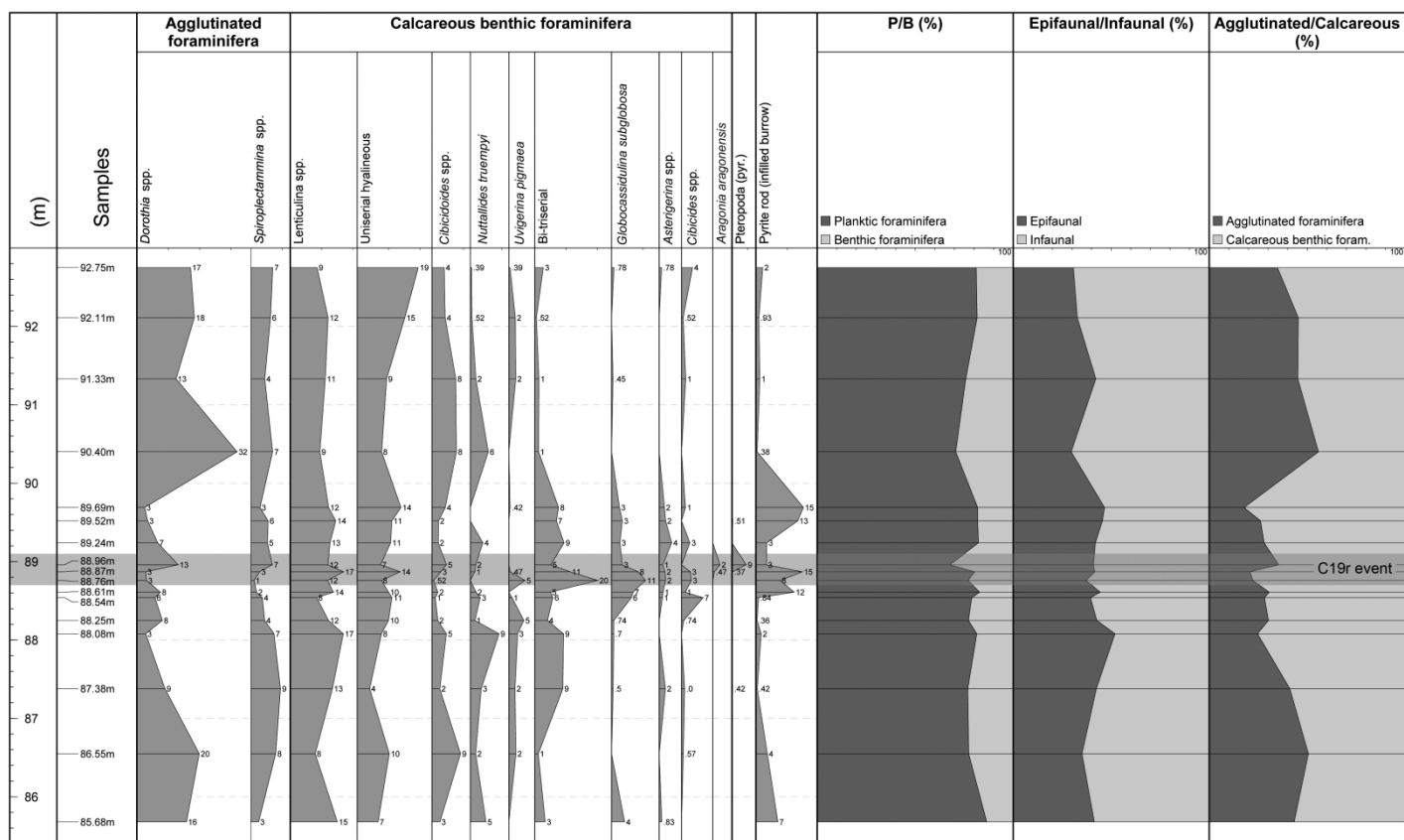
Foraminifero bentonikoen analisiak ez zen ikertutako segida osoan egin, aurretiko informazioa bazegoelako (Payros et al., 2015b). Kasu honetan, ikerketa 85.68 eta 92.75 m arteko tartera mugatu zen, C19r gertakarian zehar suertatu zitezkeen aldaketak behatu ahal izateko. 17 lagin hartu ziren. Lehenengoen eta azkenengoen arteko tartekatzea 70 cm-koa izan zen eta progresiboki txikitu zen, 88.7 eta 89.1 m artean 10 cm-koa izan arte. Lagin guztiak tupetan hartu ziren, gertakariaren ondorengo kareharian hartu zena salbu (89.24 m). Foraminiferoen ikerketa espezifikorako Ortiz doktorearen (PetroStrat, Gales, EB) laguntza jaso zen. Espezieen arteko ugaritasun erlatiboa, foraminifero plantoniko-bentoniko ratioa (P/B) eta foraminifero bentoniko aglutinakor-karetsuen arteko ratioa kalkulatu ziren.

6.7.2. EMAITZAK

Oyambreko foraminifero bentonikoen asoziazioei buruzko Ortiz doktorearen emaitzak eta interpretazioak Intxauspe-Zubiaurre et al. (2018b)-n kontsulta daitezke. Oro har, foraminifero bentonikoen asoziazioa heterogeneoa da, eta espezie karetsuak dira nagusi (% 75; 6.9 irudia). P/B ratioa % 79-koa da eta nahiko konstantea sekzioan zehar, % 68-ko balio minimoarekin (88.96 m).

6.7.3. INTERPRETAZIOA

P/B ratioaren arabera, Oyambreko itsas hondoa C19r gertakarian zehar 700 m inguruko sakoneran zegoela interpretatu zen (Payros et al., 2015b). Foraminifero bentonikoen asoziazioek baldintza mesotrofikoak erakusten dituzten, foraminifero epifaunal eta infaunalen dibertsitatea handia izateko beharrezko elikagai fluxuarekin. Oskol lodiko taxoi ugaritasunak (e.g. *Lenticulina*) ondo oxigenatutako ur sakonak adierazten ditu (Bernhard, 1986; Koutsoukos et al., 1990). Taxoi karetsuak aglutinakorrek baino gehiago izateak uraren karbonato eduki altua erakusten du.



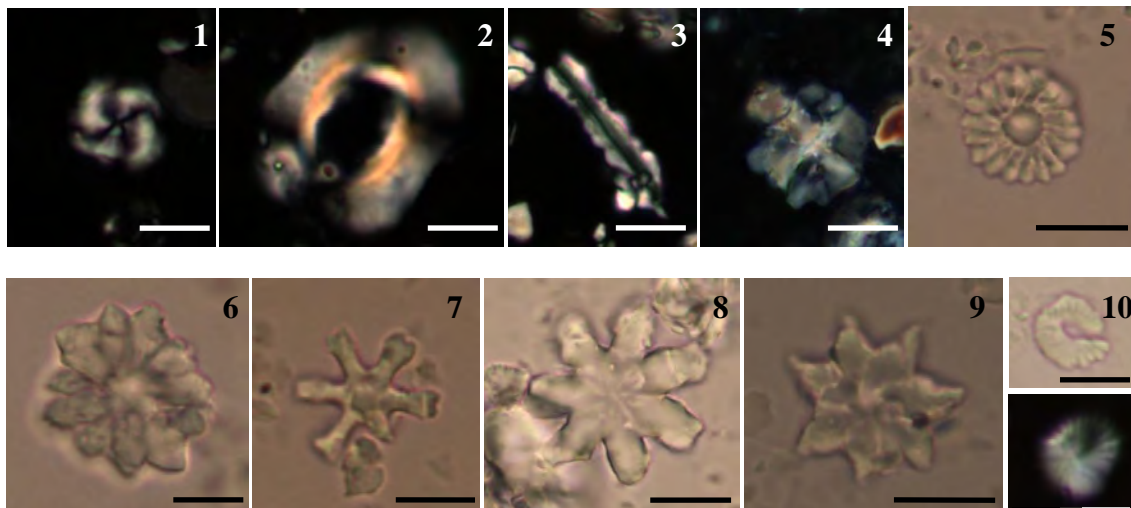
6.9 irudia. Oyambren ikertutako tarteko foraminifero bentonikoen asoziazioen banaketa estratigrafikoa. Adierazita daude baita foraminifero plantoniko-bentonikoen (P/B), morfotalde epifaunal-infaunalen eta foraminifero bentoniko aglutinakor-karetsuen ratioak (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

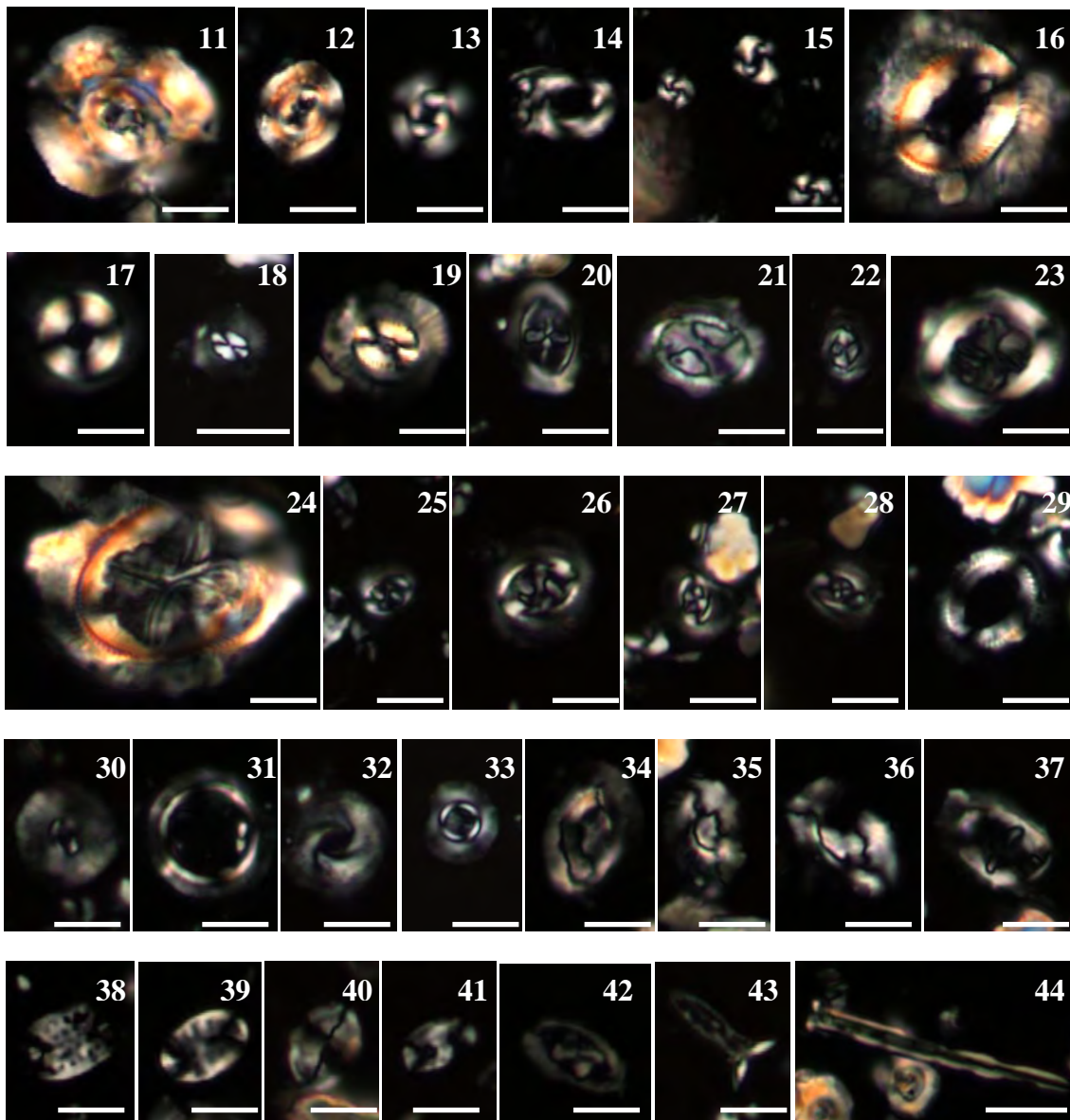
C19r gertakariaren inguruko tartean kontinentetik gertuko taxoiak (*Asterigerina* eta *Cibicides*) ugaritzeak ekarpen kontinental handiagoa iradokitzen du (Ortiz et al., 2011). Gainera, taxoi aglutinakorrak (*Dorothis* generkokoak nagusiki) gutxitu egiten dira eta bi-triseriatu infaunalak ugaritu. Honek materia organikoaren ekarpen handiagoa erakusten du (Jorissen et al., 2007), eta beronen oxidazioak eragindako oxigenoaren galera (Bernhard and Sen Gupta, 1999). Materia organikoaren degradazioak karbonatoaren disoluzio prozesu lokalak eragin zitzakeen. Hain zuzen ere, P/B ratioaren balio minimoa C19r gertakarian ematen da, eta hau foraminifero plantonikoen disoluzioarekin erlaziona daiteke, beren oskolak txikiagoak eta halako prozesuekiko sentikorragoak baitira. Zentzu berean, pteropodo piritizatuak ere aurki daitezke, materia organikoaren ekarpena eta degradazioa islatzen dutenak (Janssen et al., 2016).

6.8. NANOFOSIL KARETSUEN ASOZIAZIOAK

6.8.1. DATU BILKETA

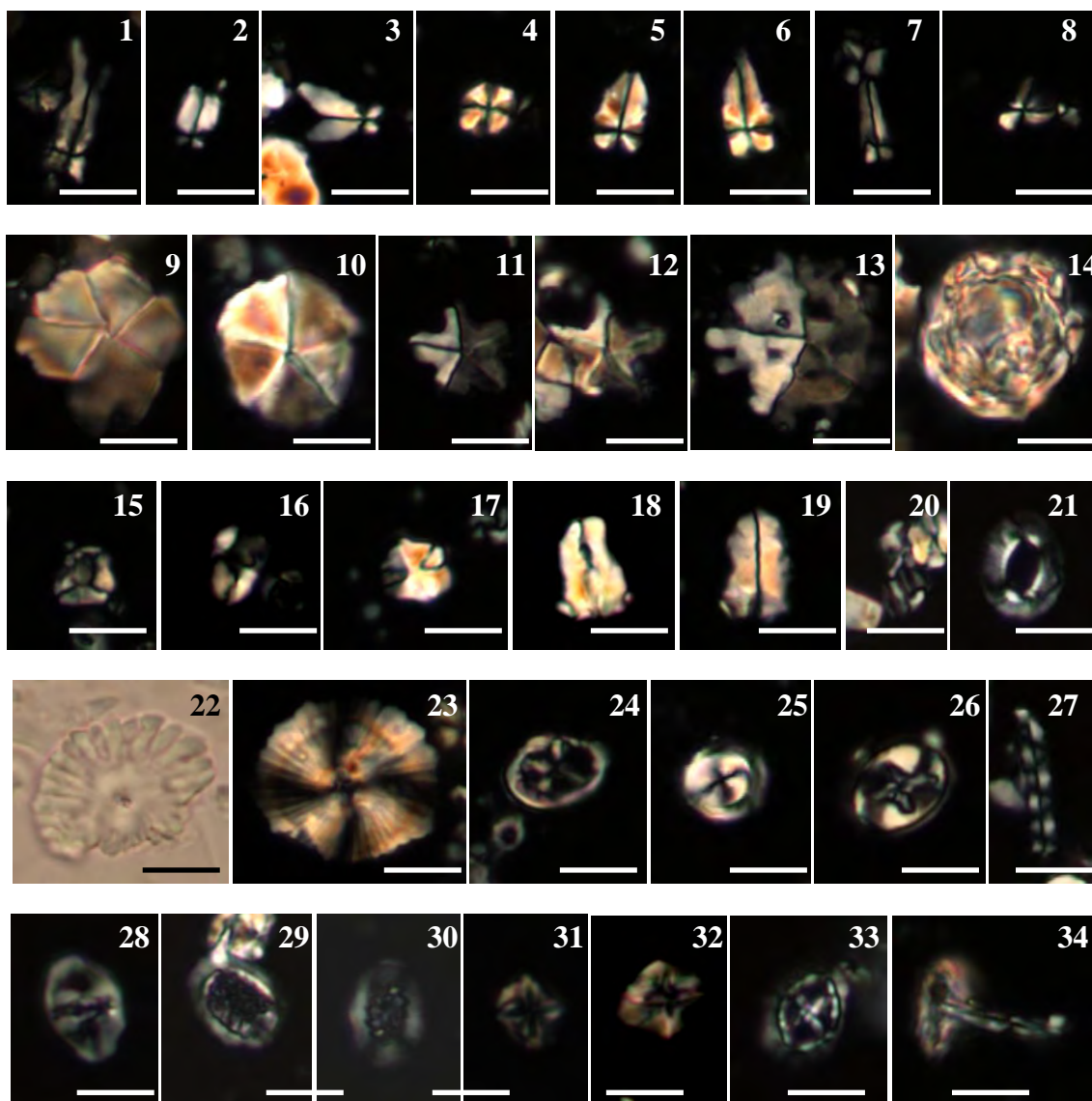
Nanofosil karetsuak tesi honen nukleoa direnez, beren ikerketa xehetasun handiagoz egin zen. Asoziazioen analisirako 254 lagin hartu ziren 64 eta 108.2 metroen artean, 61. metroko faila baion zertxobait gorago hasiz eta debrita lodi baten azpian amaituz. 86. metrora arte estratu bakoitzean lagin bat edo bi hartu ziren, bai kareharrietan, bai tupetan. Batezbesteko tartekatzea 25 cm-koa izan zen. 86. metrotik 88.5 metroko tupa ilunera arte tartekatzea gradualki murriztu zen. 88.5 eta 94.7 m artean 6 cm-tik behin lagindu zen, estratu bakoitzean 7 lagin hartzera iritsiz. Ondoren tartekatzea gradualki handitu zen 98.2 metrora arte eta hortik sekzioaren amaierara bitarte 25 cm-tik behin lagindu zen, estratu guztietan. Xafla meheak prestatu ondoren, taxoiaren identifikazioa aurretiaz aipatutako katalogoetan oinarrituta egin zen. Sekzio honetan, tesi honetan ikertutako gainerakoen aldean desberdintasun handi bat dago: ziur birlanduak diren taxoiak ez dira Oyambreko asoziazioaren % 2-ra iristen, eta beren ugaritasuna nabarmen handiagoa zen Barinatxan (% 12; ikus V. kapitulua) eta Gorrondatxan (% 20; ikus IV. kapitulua). Hori dela eta Oyambren ageri diren taxoietatik Oyambre metatu zen garaian bizi izan ziren taxoiei dagozkien banako guztiak autoktono kontsidera daitezke, akatserako tarte txikiarekin. Oyambren ageri diren taxoi gehienek argazkiak 5 eta 6 Laminetan ikus daitezke. Nanofosil karetsuen zerrenda taxonomiko osorako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al. (2018b).





5. lamina. Oyambren ageri diren hainbat taxoiren mikroargazkiak. Eskala barra: 5 μ m.
Taxoi autoktonoak: (1) *Cribocentrum reticulatum*. (2) $>14 \mu$ m-ko *Reticulofenestra umbilicus*. (3) *Pseudotriquetrorhabdulus inversus*. (4) *Nannotetrina cristata*. (5) *Discoaster bifax*. (6) *Discoaster barbadiensis*. (7) *Discoaster deflandrei*. (8) *Discoaster nodifer*. (9) *Discoaster saipanensis*. (10) *Discoaster wemmelensis*. (11) *Dictyococcites bisectus*. (12) *Cyclicargolithus floridanus*. (13) Erdiko eremu hertsiko *Reticulofenestra dictyoda*. (14) Erdiko eremu zabaleko *Reticulofenestra dictyoda*. (15) *Reticulofenestra minuta*. (16) *Coccolithus eopelagicus*. (17) *Coccolithus formosus*. (18) $<5 \mu$ m-ko *Coccolithus*. (19) *Coccolithus pelagicus*. (20) *Campylosphaera dela*. (21) *Clausicoccus fenestratus*. (22) *Clausicoccus subdistichus*. (23) *Chiasmolithus altus*. (24) *Chiasmolithus grandis*. (25) *Chiasmolithus nitidus*. (26) *Chiasmolithus solitus*. (27) *Chiasmolithus titus*. (28) *Cruciplacolithus* sp. (29) *Ericsonia* sp. (30) *Calcidiscus*

bircus. (31) *Umblicosphaera bramlettei*. (32) *Umblicosphaera henrikseniae*. (33) *Umblicosphaera protoannulus*. (34) *Helicosphaera compacta*. (35) *Helicosphaera lophota*. (36) *Lophodolithus* sp. (37) *Helicosphaera seminulum*. (38) *Pontosphaera multipora*. (39) *Pontosphaera pectinata*. (40) *Pontosphaera plana*. (41) *Pontosphaera pulchra*. (42) *Neococcolithes dubius*. (43) *Blackites gladius*. (44) *Blackites spinosus*.



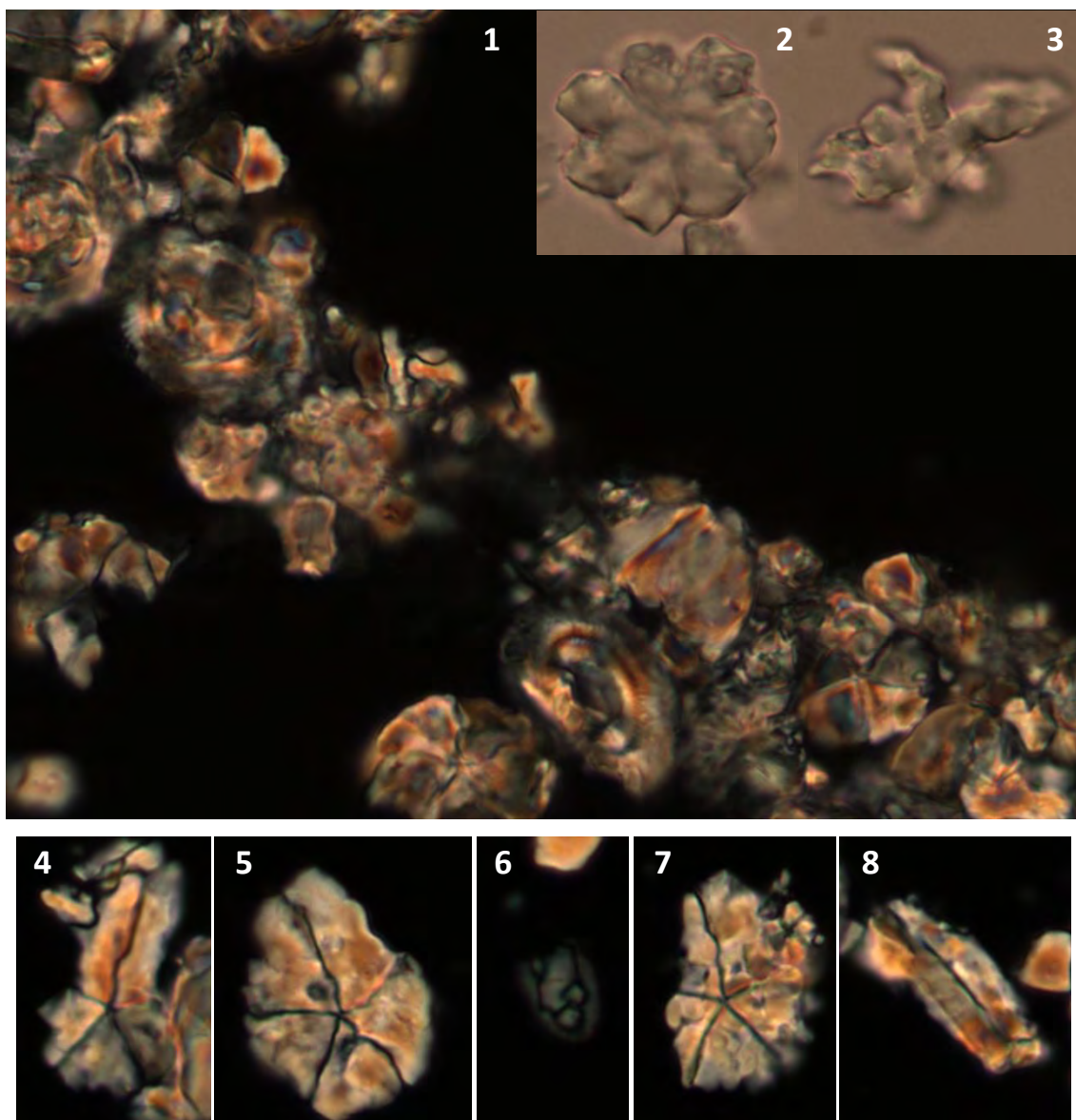
6. lamina. Oyambren ageri diren hainbat taxoiren mikroargazkiak. Eskala barra: 5 μ m.

Taxoi autoktonoak: (1) *Sphenolithus furcatolithoides*. (2) *Sphenolithus furcatolithoides*. (3) *Sphenolithus furcatolithoides*. (4) *Sphenolithus moriformis*. (5) *Sphenolithus pseudoradians*. (6) *Sphenolithus radians*. (7) *Sphenolithus radians*. (8) *Sphenolithus spiniger*. (9) *Braarudosphaera bigelowii*. (10) *Braarudosphaera perampla*. (11) *Micrantholithus* sp. (12) *Micrantholithus* sp. (13) *Pemma basquense*. (14) dinoflagelado *Thoracosphaera* sp. (15) *Lanternithus minutus*. (16) *Lanternithus*

minutus. (17) *Lanternithus minutus*. (18) *Zygrhablithus bijugatus*. (19) *Zygrhablithus bijugatus*. **Zenozoikoko taxoi birlanduak:** (20) *Calciosolenia sp.* (21) *Craticulithus sp.* (22) *Discoaster multiradiatus*. (23) *Heliolithus sp.* (24) *Neochiastozygus sp.* (25) *Toweius pertusus*. **Mesozoikoko taxoi birlanduak:** (26) *Eiffelithus sp.* (27) *Microrhabdulus sp.* (28) *Tranolithus sp.* (29) *Cribrosphaerella sp.* (30) *Retecapsa sp.* (31) *Micula sp.* (32) *Micula sp.* (33) *Prediscosphaera sp.* (34) *Chiastozygus sp.*

6.8.2. ASOZIAZIOEN AZTERKETA

Oyambreko estratuak oso aberatsak dira nanofosil karetsutan, 3423 banako mm²-ko batezbeste. Kontserbazioa hala moduzkoa da eta disoluziorik balego, ez du taxoien proportziorik aldatu, izan ere *Reticulofenestra minuta* eta *Zygrhablithus bijugatus*, disoluzioari sentikorrek diren bi espezie (Adelseck, 1973; Bralower, 2002; Jiang & Wise, 2006; Raffi et al., 2009), konstante eta ugari ageri dira sekzio osoan. Aldiz, sekzioko tarte batzuetan hainbat taxoik berrazkuntza jasan dute. Prozesu honek bereziki plakolitoak ez diren taxoiei eragiten die, hala nola, elementu handiak dituzten heterokolitoei ala holokokolitoei. Berrazkuntzarik nabarienak *Braarudosphaera*, *Discoaster* eta *Zygrhablithus*-enak dira, kaltzita gehitzen zaie forma puztu eta deformeak emanaz (6.10 irudia). Birkristaltze hau batez ere 80 eta 85 m artean gertatzen da, kareharriak nabarmenago diren tarte batean. Berrazkuntza handiagoa izaten da kareharrietan eta litekeena da hori izatea nanofosil karetsuak tarte honetan gehiago berrazita egotearen arrazoa. Gainera, gogoan izan foraminifero bentonikoen kontserbazioa ere ez dela onena. Edozein kasutan, kaltzitazko berrazkuntzak ez du nanofosil karetsuen identifikazioa zaildu.

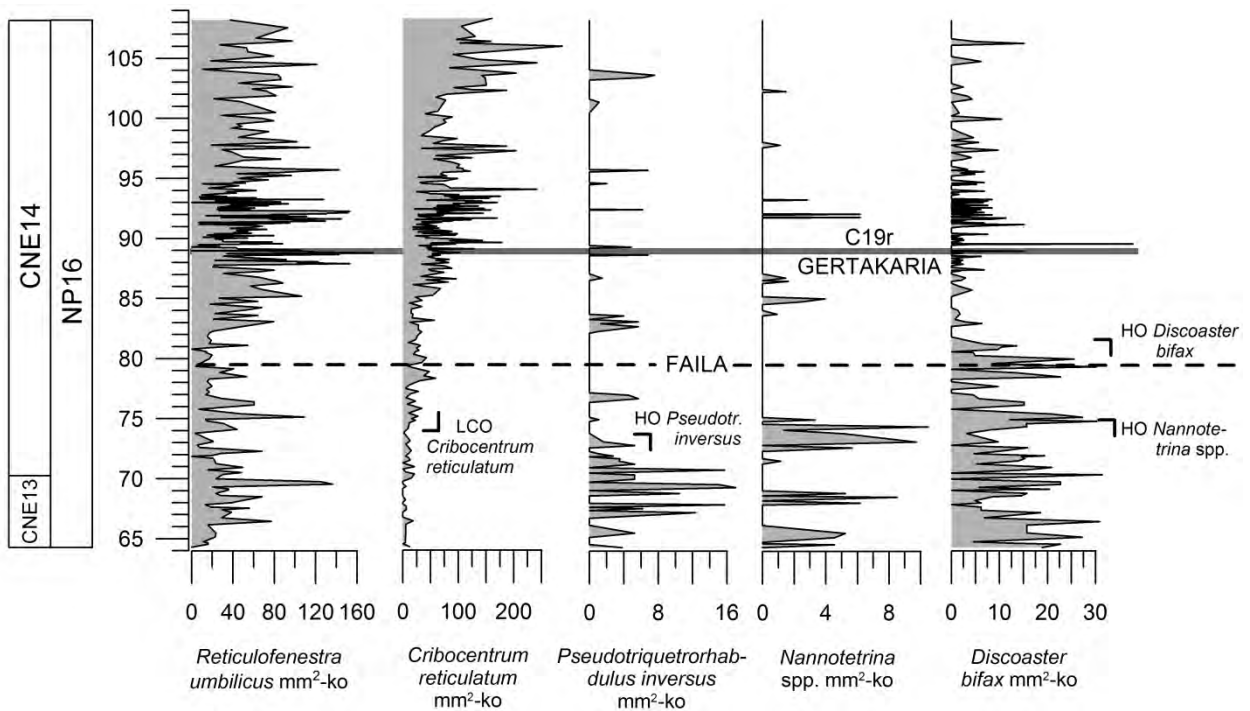


6.10 irudia. Berrazitako taxoiaren irudiak: (1) Diagenesiaren ondorioz berrazkuntza jasan zuen lagin baten itxura orokorra. (2-3) *Discoaster nodifer*. (4-5) *Braarudosphaera bigelowii*. (6) *Neococcolithes dubius*. (7) *Pemma* sp. (8) *Zygrhablithus bijugatus*.

6.8.2.1. Biostratigrafia

Jarraian Martini (1971), Okada & Bukry (1980) eta Agnini et al.-en (2014) arabera biostratigrafikoki erabilgarriak diren taxoiaren emaitzak deskribatuko dira. C19r krona NP16, CP14a eta CNE14 biozonetan kokatzen da, hurrenez hurren. >14 µm-ko *Reticulofenestra umbilicus*-en LO-ak NP16, CP14a eta CNE13 biozonen hasiera markatzen du, eta Payros et al.-en (2015b) aurretiko ikerketan, gertakaria sekzioko 72.

metroan kokatu zen (tesi honetan egindako zutabe estratigrafikoaren neurketa berriaren arabera). Aitzitik, ikerketa honetan taxoia sekzio osoan aurkitu da, beraz LO hori 61. metroko failak ebakitako tartean legoke (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b; 6.11 irudia). CNE13 eta CNE14-ren arteko muga *Cribocentrum reticulatum*-en LCO-ak markatzen du (Lowest Common Occurrence; ugari ageri den beheerenerako kokapena), beste bi eskala bioestratigrafikoetan ez dagoen muga. Gertakari hau 81. metroan kokatu zuten Payros et al.-ek (2015b), baina ikerketa honetan, 74. metroan dagoela zehaztu da (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b; 6.11 irudia). Payros et al.-ek (2015b) beste bi HO erabili zituzten, eta horien posizioa ere zehaztu egin da ikerketa honetan: *Pseudotriquetrorhabdulus inversus*-en HO (80 m lehen, 74 m orain) eta *Nannotetrina* spp.-ren HO (81 m lehen, 75 m orain). Gainera, ikerketa honetan *Discoaster bifax*-en HO gehitu da 82. metroan (6.11 irudia). Beren HO-aren ondoren isolatuki ageri diren banakoak birlandutzat hartu dira.



6.11 irudia. Bioestratigrafikoki esanguratsuak diren taxoien bilakaera Oyambreko sekzioan zehar eta biozonen kalibraketa.

6.8.2.2. Paleoekologia

Jarraian euren ugartitasunak asoziazioen % 3-a gainditzen duen taxoiei dagozkien emaitzak azalduko dira, eta baita proportzio horretara iritsi ez arren, beren esangura paleoekologikoa interesgarria den taxoienak ere (6.12, 6.13 eta 6.14 irudiak;

xehetasunetarako, ikus Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Taxoi autoktonoei dagozkien batezbestekoak kalkulatzeko, lau tarte bereizi dira, sekzio osoan ikusten diren joera orokorretan oinarrituta (6.12 irudia): 64-72 m, 72-85 m, 85-93.5 m eta sekzioaren gainerakoa (93.5-108.2 m). Gainera, bereizita kalkulatu dira CIE-ko laginei dagozkien emaitzen batezbestekoak (88.7-89.1 m).

Nanofosilen ugaritasun totala

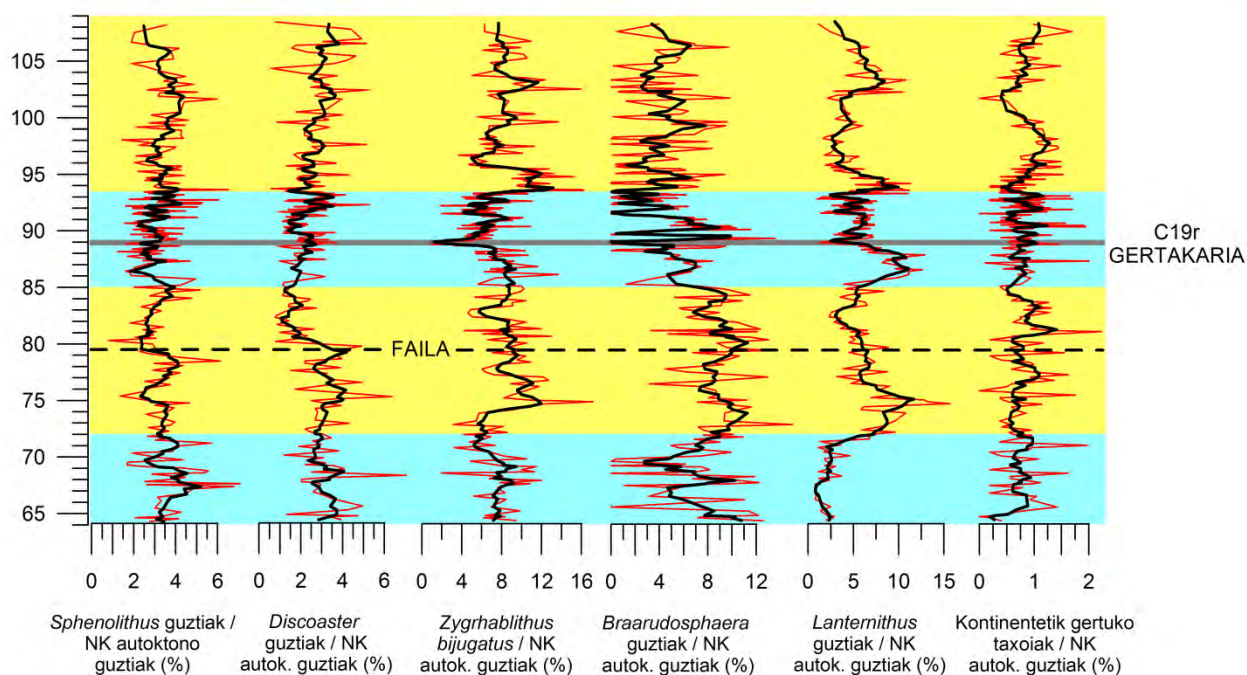
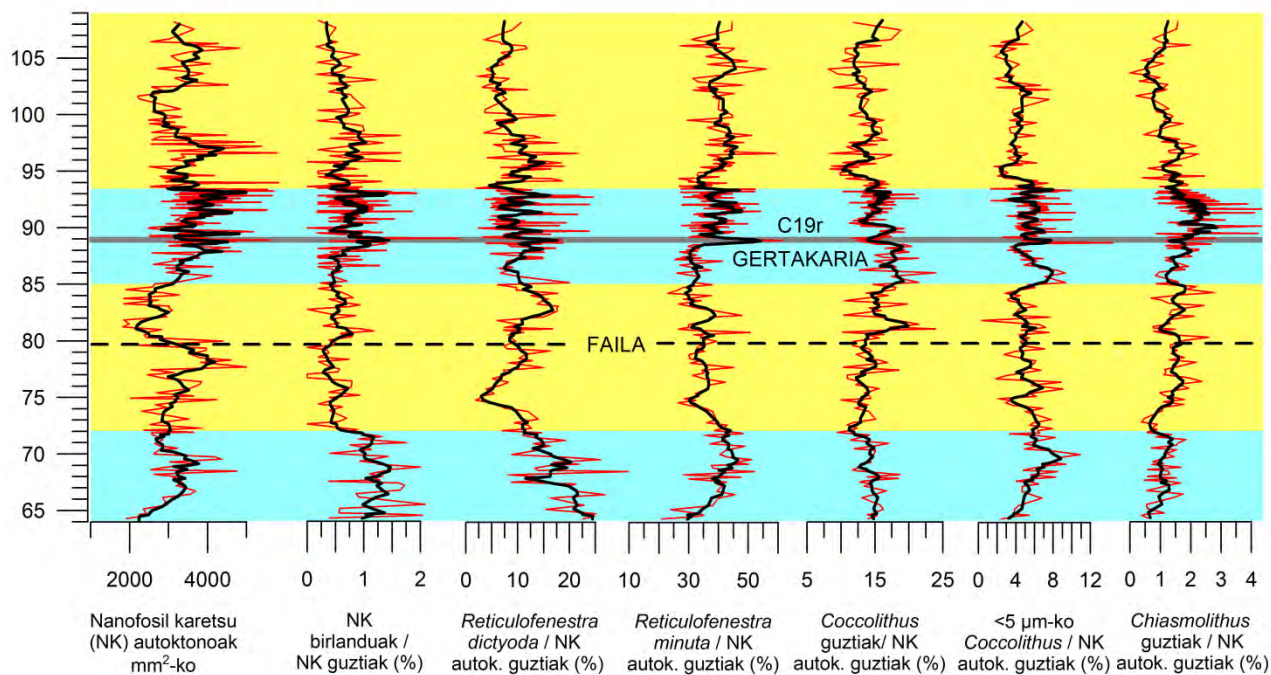
1 mm²-ko azalera ageri diren nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasun totala 1823 eta 5829 banakoren artean aldatzen da mm²-ko (6.12 irudia). Sekzio osoaren batezbestekoa 3423 banako/mm²-koa da, Gorrondatxekoa (2766 banako/mm²) eta Barinatxekoa (1627 banako/mm²) baino altuagoa. Batezbestekoa 3052 banako/mm² da 64 eta 72 m artean, 2972 banako/mm² 72 eta 85 m artean, 3830 banako/mm² 85 eta 93.5 m artean, eta 3329 banako/mm² ondoren. CIE-an batezbestekoa 4020 banako/mm²-koa da. Bestalde, nanofosil birlanduen ugaritasuna txikia da, % 0 eta 2.68-ren artean aldatzen da, batezbestekoa % 0.76 izanik. Baliorik altuenak 64-72 m eta 85-93.5 m tartetan kokatzen dira, eta baliorik altuena CIE-ko lagin batean dago (6.12 irudia).

Reticulofenestridoak

Reticulofenestridoen familia (Nöelaerhabdaceae Familia) ugariena da, asoziazioaren % 54-ko batezbestekoarekin. Alabaina, familia honetako taxoiak modu ezberdinetara deituak izan dira literaturan eta gaur egun ere desadostasunak daude. Horregatik, lehenik eta behin taxoiaren desberdintzapena egiteko erabilitako irizpideak zehaztuko dira (5. lamina). Hasteko, <5-ko guztiak *Reticulofenestra minuta* gisa sailkatu dira. Segidan, >10 µm-koak *R. umbilicus* edo *Dictyococcites bisectus* espeziekoak dira, erdiko eremu irekia ala hertsia dutenaren arabera, hurrenez hurren. Bestetik, 5 eta 10 µm artean lau espezie bereizi dira: *Cribocentrum reticulatum* bere erdiko sare nabarmenagatik bereizten da. *Cyclicargolithus floridanus*-ak bi ezkutuen artean horma lodi bat dutenak dira. Baina sarerik eta ezkutuen arteko horma lodirik gabeko bi espezieak dira arazoa sortzen dutenak, autoreen arabera *Dictyococcites* edo *Reticulofenestra* generoetan sailkatu izan direlako (Agnini et al., 2006; Fornaciari et al., 2010; Toffanin et al., 2011; Fioroni et al., 2012). Laginetan ageri diren banakoak Gorrondatxekoen berdin-berdinak dira, hori dela eta lan honetan, 5 eta 10 µm arteko eta sarerik nahiz horma lodirik gabeko guztiak *R. dictyoda* gisa sailkatu dira. Gorrondatxekoen bezala, bi morfotipo bereizi dira, bata erdiko eremu hertsiarekin eta bestea erdiko eremu zabalarekin. Erdiko eremu

hertsiko banakoak *D. scripssae* espeziearen antz handia dute, baina espezie hau ez zen existitzen Gorrondatxeko materialen garaian, eta hangoen berdinak direnez Oyambrekoak, ezin izan dira *D. scripssae* moduan sailkatu.

- *R. minuta* da espezierik ugariena (6.12 irudia). Ugaritasunik handiena 64 eta 72 m artean erakusten du (% 40.26), % 34.31-eko batezbestekora gutxitzen da 72 eta 85 m artean. Gero ugaritu egiten da % 38.78-era 85 eta 93.5 m artean eta % 39.98-ra gainerakoan. CIE-aren tartean batezbestekoa nabarmen handitzen da % 49.11-ra (% 61.31-eko piko maximoa).
- *R. dictyoda*-ren ugaritasunak, bi morfotipoak batuta, *R. minuta*-ren antzeko joera erakusten du (6.12 irudia). % 17.4-eko batezbestekotik 64 eta 72 m artean, % 10.06-ra jaisten da 72 eta 85 m artean; % 10.68-era igotzen da 85 eta 93.5 m artean, eta % 8.82-ra jaitsi gainerakoan. Batezbestekoa % 13.69-ra igotzen da CIE-an. Erdiko eremu zabaleko morfotipoaren proportzioa, berriz, ia ez da aldatzen: % 9.04 64 eta 72 m artean, % 8.43 72 eta 85 m artean, % 8.4 85 eta 93.5 m artean, eta % 8.32 gainerakoan (6.13 irudia). Oyambreko CIE-an bere proportzioa jaitsi egiten da (% 8.16), Gorrondatxan nabarmen igotzen zen bitartean.
- *C. floridanus*-en ugaritasuna ia ez du aldaketarik erakusten (6.13 irudia), % 7.27 64 eta 72 m artean, % 7.67 72 eta 85 m artean, % 6.8 85 eta 93.5 m artean, eta % 7.75 ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 6.93 izanik.
- *C. reticulatum* etengabe ugarituz doa (6. 11 irudia), 64 eta 72 m artean % 0.29 izatetik, % 1.24 izatera 72 eta 85 m artean, % 3.31-era 85 eta 93.5 m artean, eta % 5.2-ra ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 3.24 izanik.
- Sekzioko *R. umbilicus* guztiek 14 µm baino gehiago dute, beraz multzo bakarrean kontatu dira (6.11 irudia). Beren ugaritasun erlatiboa % 1.06 da 64 eta 72 m artean, % 1.06 72 eta 85 m artean, % 1.67 85 eta 93.5 m artean, eta % 1.76 ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 2.14 izanik.
- *D. bisectus*-en ugaritasuna 64 eta 72 m artean % 2.54 izatetik, 72 eta 85 m artean % 3.54 izatera igotzen da, eta jaitsi egiten da % 3-ra 85 eta 93.5 m artean, eta % 2.64-ra ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 2.15 izanik (6. 13 irudia).



6.12 irudia. Oyambreko sekzioko nanofosil karetsuen ugaritasun aldaketak. Marra gorriek balio errealak erakusten dituzte eta marra lodi beltzak elkarren segidako 5 punturen batezbesteko mugikorrek dira. Kolore hori eta urdinek taxoi batzuen joeren arabera bereizi diren lau tarteak erakusten dituzte (64-72 m, 72-85 m, 85-93.5 m eta 93.5-108.2 m tarteak). C19r gertakaria lerro gris batez adierazi da. Behatu eskala barra ezberdina dela taxoi bakoitzarentzat.

Coccolithus

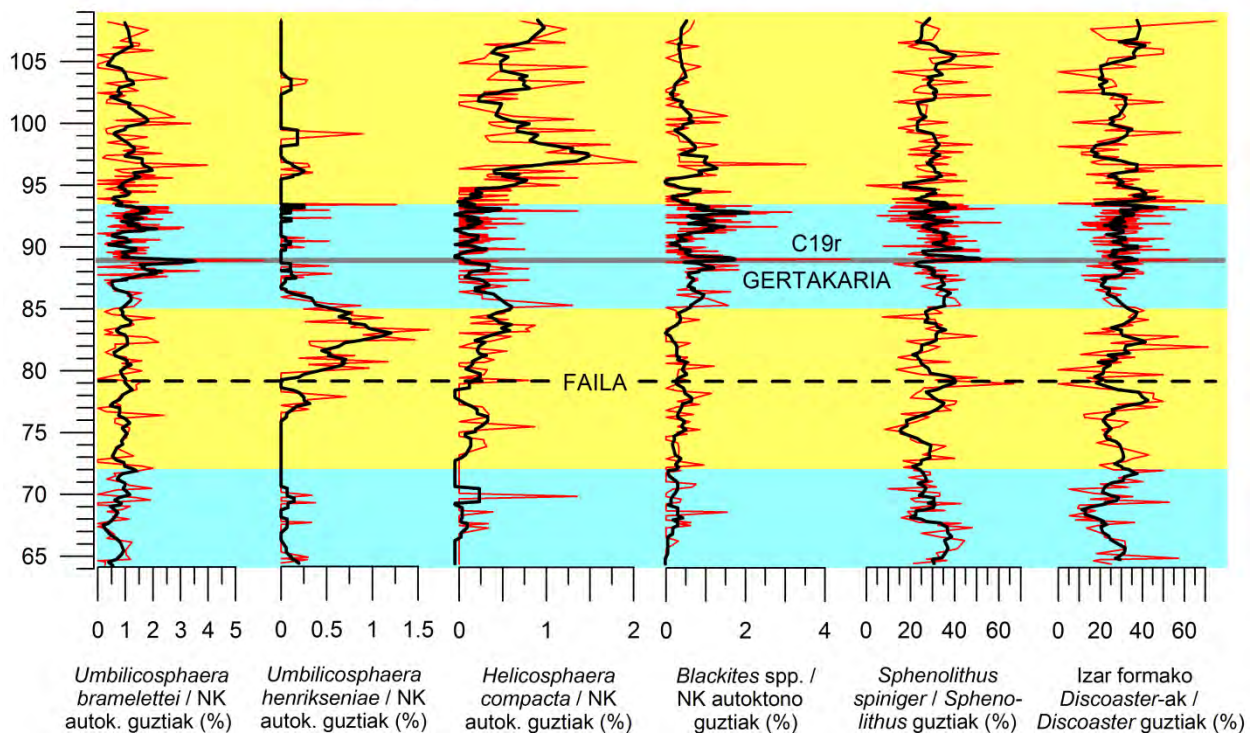
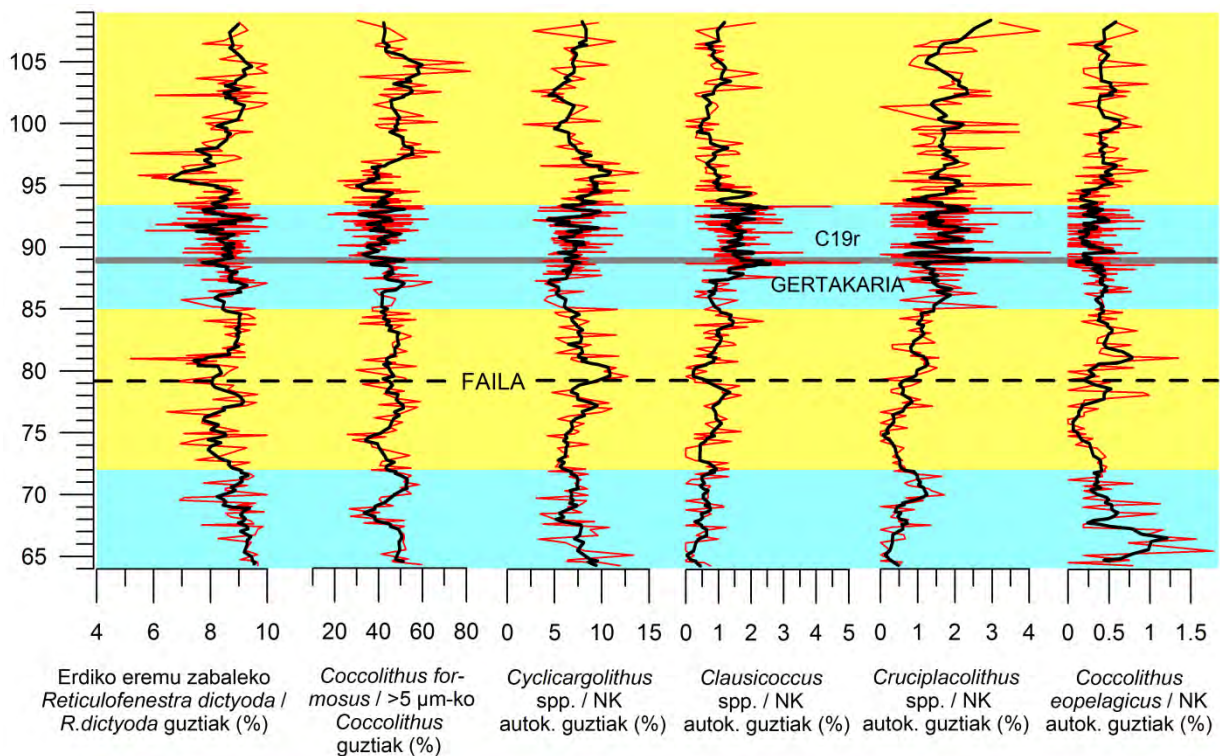
Bigarren genero ugariena *Coccolithus* da. Genero osoaren batezbestekoa % 14.08 da 64 eta 72 m artean, % 14.39 72 eta 85 m artean, % 15.81 85 eta 93.5 m artean, eta % 13.3 ondoren, CIE-an % 14.08-koa izanik (6.12 irudia). $<5\mu\text{m}$ -ko *Coccolithus*-en batezbestekoa % 6.09 da 64 eta 72 m artean, % 5.11 72 eta 85 m artean, % 5.88 85 eta 93.5 m artean, eta % 4.07 ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 6.76-koa izanik (%14.4-ko maximoa). *C. formosus*-en proportzioa ia ez da aldatzen $>5\mu\text{m}$ -ko *Coccolithus*-ekiko, ia sekzio osoan % 45 izanik, nahiz eta % 42-ra jaisten den CIE-aren ondorengo 89.2 eta 93.5 m artean (6.13 irudia).

Tenperatura altuko eta oligotrofiako taxoiak

Discoaster, *Sphenolithus* eta *Zygrhablithus* dira ur bero, oligotrofiko eta lasaien erakusleak (ikus II. kapitulua). *Discoaster*-ek ez du aldaketa esanguratsurik erakusten, batezbestekoa % 3.13 da 64 eta 72 m artean, % 2.56 72 eta 85 m artean, % 2.28 85 eta 93.5 m artean, eta % 2.7 ondoren, CIE-an % 2.48 izanik (6.12 irudia). Iaar formako *Discoaster*-ek (*D.nodifer* eta *D.deflandrei*) ugaritzeko joera dute *Discoaster* guztiekiko, % 24.76 dira 64 eta 72 m artean, % 29.07 72 eta 85 m artean, % 29.57 85 eta 93.5 m artean, eta % 30.99 ondoren, CIE-an ere % 31.46-era igoz (6.13 irudia). *Sphenolithus*-en joera *Discoaster*-en berdina da, ia egonkorra, % 3.7 64 eta 72 m artean, % 3.12 72 eta 85 m artean, % 3.06 85 eta 93.5 m artean, eta % 3.44 ondoren, baina batezbestekoa zertxobait txikitzen da CIE-an (% 2.79; 6.12 irudia). Hala ere, *S. spiniger* espezieak joera interesgarria erakusten du *Sphenolithus* guztiekiko, % 28.74 da 64 eta 72 m artean, % 27.2 72 eta 85 m artean, % 31.88 85 eta 93.5 m artean, eta % 27.98 ondoren, baina % 40.56-ra igotzen da CIE-an (6.13 irudia). *Z. bijugatus* 64 eta 72 m artean % 7.5 izatetik, % 8.76-ra pasatzen da 72 eta 85 m artean, % 6.53-ra 85 eta 93.5 m artean, eta % 9.02-ra ondoren, baina nabarmen murrizten da CIE-an % 2.7-ra (6.12 irudia).

Beste adierazle paleoekologiko batzuk

Ikertutako sekzioetan gutxi ageri diren eta paleotenperaturaren erakusle diren nanofosil karetsuen artean, *Ericsonia*-k ez du joera argirik erakusten. *Chiasmolithus*, berriz, 64 eta 72 m artean % 1.05 izatetik, 72 eta 85 m artean % 1.41 izatera pasatzen da, % 1.97-ra 85 eta 93.5 m artean, eta % 1.22-ra hortik aurrera, CIE-ko batezbestekoa % 1.7 izanik (6.12 irudia).



6.13 irudia. Oyambreko sekzioan zehar hainbat taxoi minoritarioen aldaketak. Marra gorriek balio errealak erakusten dituzte eta marra lodi beltzak elkarren segidako 5 punturen batezbesteko mugikorrek dira. Kolore hori eta urdinek taxoi batzuen joeren arabera bereizi diren lau tartek erakusten dituzte (64-72 m, 72-85 m, 85-93.5 m eta 93.5-108.2 m tartek). C19r gertakaria lerro gris batez adierazi da. Behatu eskala barra ezberdina dela taxoi bakoitzarentzat.

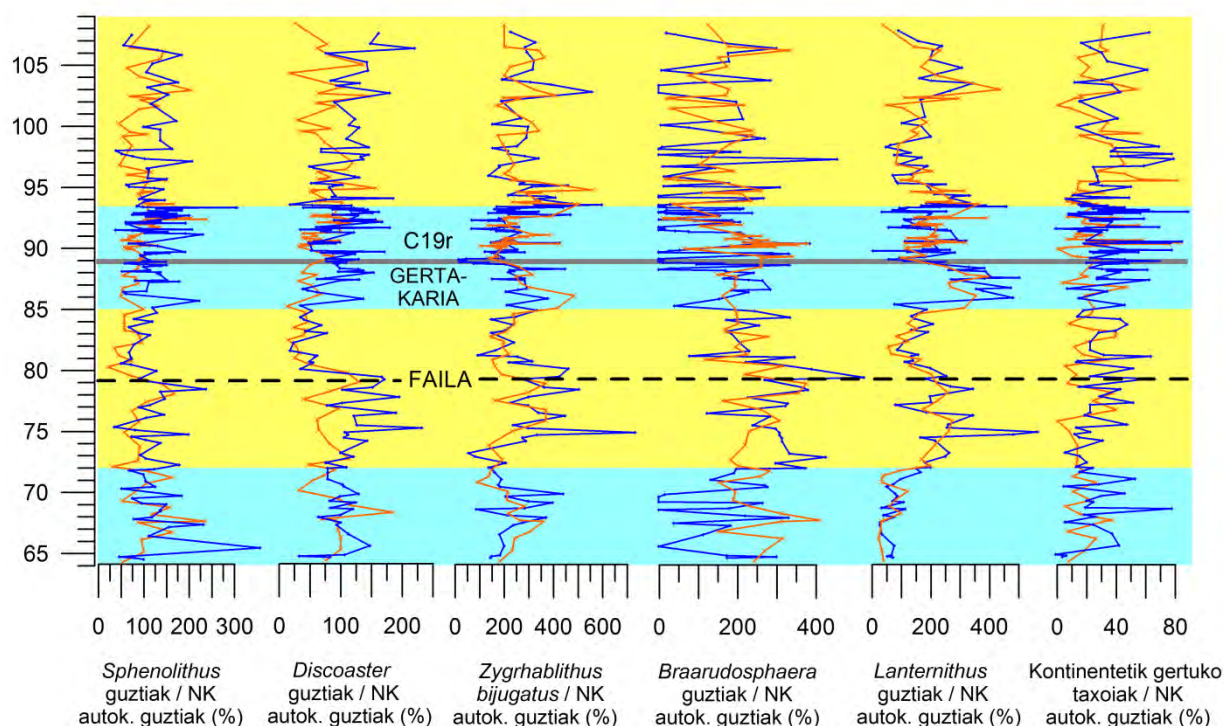
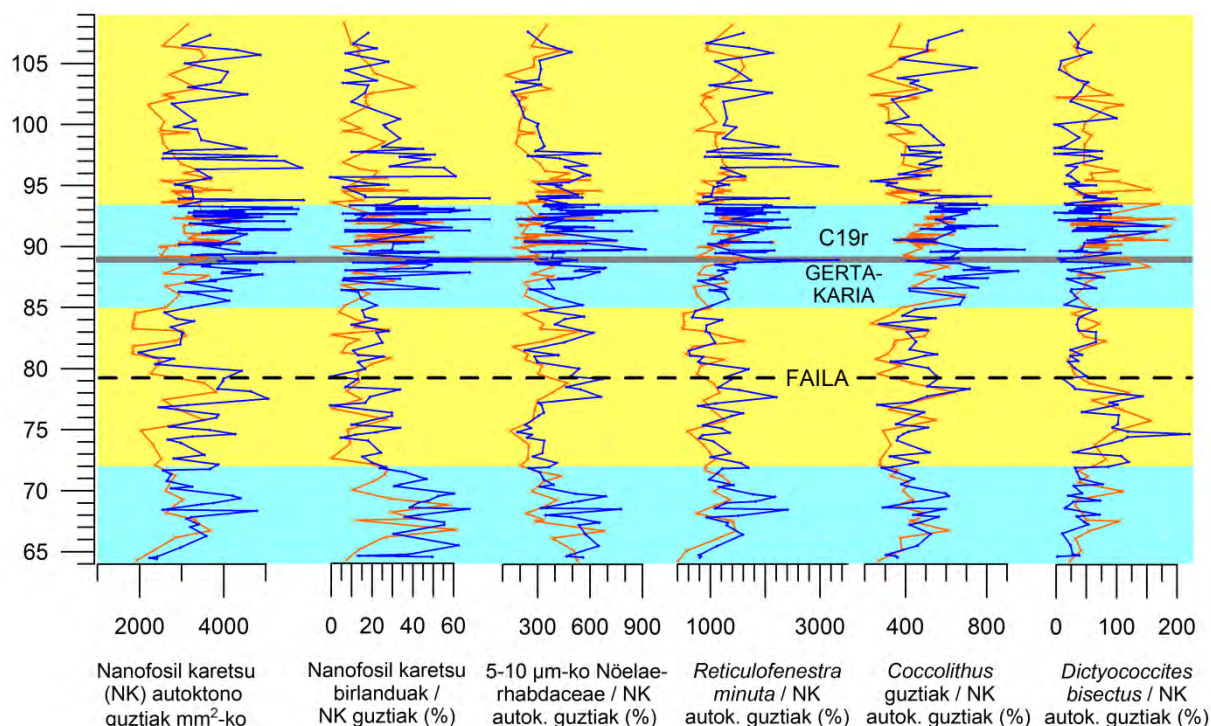
Ikertutako beste sekzioekiko (Barinatxe eta Gorrondatxe) desberdintasun nagusia, birlandutako banakoen proportzio txikiaz gain, kontinentetik gertuko taxoi ugartasuna da. Kasu konkretu honetan, bi taxoi askoz ere ugariagoak dira eta gainera gorabehera interesgarriak erakusten dituzte. *Braarudosphaera* guztien batezbestekoa % 6.95 da 64 eta 72 m artean, % 8.93 72 eta 85 m artean, % 3.93 85 eta 93.5 m artean, eta % 4.15 ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 1.68 izanik. Bereziki, 64 eta 72 m artean eta 85. metrotik aurrera, taxoia erabat desagertzen da lagin batzuetan, CIE-ko batzuetan ere bai. *Lanternithus minutus*-ek antzeko joera du, baina ez da inon desagertzen. Bere batezbestekoa % 2.49 da 64 eta 72 m artean, % 6.44 72 eta 85 m artean, % 5.76 85 eta 93.5 m artean, eta % 5.39 ondoren, CIE-ko batezbestekoa % 3.7 izanik. Kontinentetik gertuko gainerako taxoi guztien batura (*Pontosphaera*, *Helicosphaera*, *Micrantolithus* eta *Pemma*) ez da asoziazioaren % 1 izatera iristen, eta batezbestekoa ere ia konstante mantentzen da sekzioan zehar (6.12 irudia).

Taxoi batzuen joera interesgarriak

Oyambren badaude, ohiko adierazle paleoekologikoez gain, joera interesgarriak erakusten dituzten taxoi batzuk (6.13 irudia). *Clausicoccus* spp. 64 eta 72 m artean % 0.51 izatetik, 72 eta 85 m artean % 0.87 izatera eta 85 eta 93.5 m artean % 1.57 izatera igotzen da (% 2.18% CIE-an), ondoren % 0.97-ra jaisteko. *Cruciplacolithus* spp. etengabe ugartzen da 64 eta 72 m artean % 0.63 izatetik, % 0.74 izatera 72 eta 85 m artean, % 1.65-era 85 eta 93.5 m artean (% 2.08 CIE-an), eta % 1.74-ra ondoren. *Coccolithus eopelagicus*-en batezbesteko orokorra % 0.39 da, baina balio handiagoak erakusten ditu 64 eta 72 m artean (% 0.55), eta txikiagoak 88 eta 93.5 m artean (% 0.32), lagin askotan desagertzen delarik. *Umbilicosphaera bramlettei* ia konstantea da sekzioan zehar (% 1.11) baina bere ugartasuna nabarmen handitzen da CIE-an (batezbeste % 2.72, maximo % 6.01). *U. henrikseniae* soilik 80-86 m tartean ageri da konstante (% 0.7), gainerakoan ia ez dagoelarik (% 0.05%). *Helicosphaera compacta* oso urria da 64 eta 79 m artean (% 0.09) eta 85 eta 93.5 m artean (% 0.17), ugariagoa 79 eta 85 m artean (% 0.39), baina batez ere 93.5 m-tik gora ugartzen da (% 0.75). Bukatzeko, *Blackites* spp. oso gutxi dago 85 m artean (% 0.38), baina batezbeste % 1.11-era igotzen da CIE-an (% 4.62-ko pikoarekin), eta ondoren % 0.65-ean finkatzen da.

Ikertutako hiru sekzioetako nanofosil karetsuen artean, *Thoracosphaera* dinoflagelatua ageri da, taxoi oportunistak gisa interpretatua (Schiller, 1930; Deflandre,

1947). Baina hiru sekzioetan ez da % 0.5-era iristen eta ez du joera esanguratsurik, beraz ezin izan da bere afinitate paleoekologikoa egiaztatu.



6.14 irudia. Hainbat taxoiren aldaketak kareharri (laranja) eta tupetan (urdina).

Kolore hori eta urdinek taxoi batzuen joeren arabera bereizi diren lau tarte erakusten dituzte (64-72 m, 72-85 m, 85-93.5 m eta 93.5-108.2 m tarteak). C19r gertakaria lerro gris batez adierazi da. Behatu eskala barra ezberdina dela taxoi bakoitzarentzat.

Kareharri eta tupen arteko desberdintasunak

Oyambre da ikertutako hiru sekzioen artean kareharri-tupa txandaketa argia erakusten duen bakarra, eta hargatik taxoi ezberdinek material bakoitzean dituzten aldaketak aztertu ahal izan dira (6.14 irudia). Azalera unitateko nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasuna nabarmen handiagoa da kareharrietan (3709 banako/mm² batezbeste) tupetan baino (3001 banako/mm²). Ia talde eta taxoi guztiak ere ugariagoak dira tupetan kareharrietan baino (6.14 irudia), esaterako, birlanduen ugaritasun totala (% 10.58% vs. % 11.69), *R.minuta* (% 37.2 vs. % 38.7), *Coccolithus* (% 14.41 vs. % 14.77), *Sphenolithus* (% 3.24 vs. % 3.25), *Discoaster* (% 2.32 vs. % 2.69) eta kontinentetik gertukoak, *Braarudosphaera* eta *Lanternithus* izan ezik (% 0.72 vs. %0.87). Bakarrik lau taxoi izan dira ugariagoak kareharrietan: *Z. bijugatus* (% 8.41 vs. % 7.28), *Braarudosphaera* (% 6.75 vs. % 4.78), *L. minutus* (% 5.86 vs. % 5.06) eta *Dictyococcites bisectus* (% 3.78 vs. % 2.41). Aurrekoarekin bat etorritz, *Braarudosphaera* desagertzen den lagin guztiak tupak dira.

6.8.3. INTERPRETAZIOA

Prezesioaren ziklikotasunaren adierazpena nanofosil karetsuetan

Oyambreko sekzioa da tesi honetan ikertutako hiru sekzioen artean interpretazio paleoekologikoak egiteko egokiena, nanofosil birlanduen ugaritasun txikiagatik, tupa-kareharri txandaketa bereizteko erraztasunagatik eta disoluzio partzialaren zantzu argirik ez dagoelako. Lehenago esan den moduan, kareharri-tupa txandaketa ekinozioen prezesio ziklo orbitalen adierazpena da, tupak urtaroen arteko desberdintasun handiagoa eta ziklo hidrológicoaren indartzea erakutsiz eta kareharriek urtean zeharreko baldintzen egonkortasuna eta urtaroen arteko desberdintasun txikia erakutsiz. Nahiz eta tupek kareharriek baino material terrigeno gehiago eduki eta horregatik tupak nanofosil karetsu autoktonoetan diluituago egon, ugaritasuna handiagoa da tupetan. Ondorioz, tupak metatu ziren garaietan ekoizpenak askoz ere handiagoa izan behar zuen kareharriak metatu ziren garaietan baino, eta berak kokolitoforoek ugariagoak izan behar zuten urtaro arteko desberdintasun handiagoko eta ziklo hidrológico indartsuagoko garaietan. Hau Martínez-Braceras et al.-ek (2017) Oyambreko sekzioaren beheko aldean eginiko ebazpenaren eta Hopkins-ek (2015) beste sekzio batzuetan

egindakoen aurka doa. Euren arabera, kareharrien lodiera handiagoa da tupena baino, kaltzita gehiago eratu zelako, eta hau azaltzeko aipatu zuten urtaroen arteko desberdintasuna txikia den garaietan bizidunen ekoizpena handiagoa dela. Aldiz, ikerketa honetan nanofosil karetsuen emaitzek erakusten dute kokolitoforoen ekoizpena handiagoa zela urtaroen arteko desberdintasuna handia zen garaietan, Holligan et al.-en (1983) hipotesiarekin bat etorritz, zeinak esaten duen kokolitoforoen ekoizpenik handiena ekarpen kontinentalik handiena dagoen garaietan ematen dela, orduan dagoelako elikagai gehien azaleko uretan. Agian, kareharriak tupak baino lodiagoak izatearen arrazoia kaltzita gehiago eratzearekin esplika daiteke, baina ez nanofosil karetsuek jariatutako kaltzita, beste organismo batzuk jariatutakoa baizik.

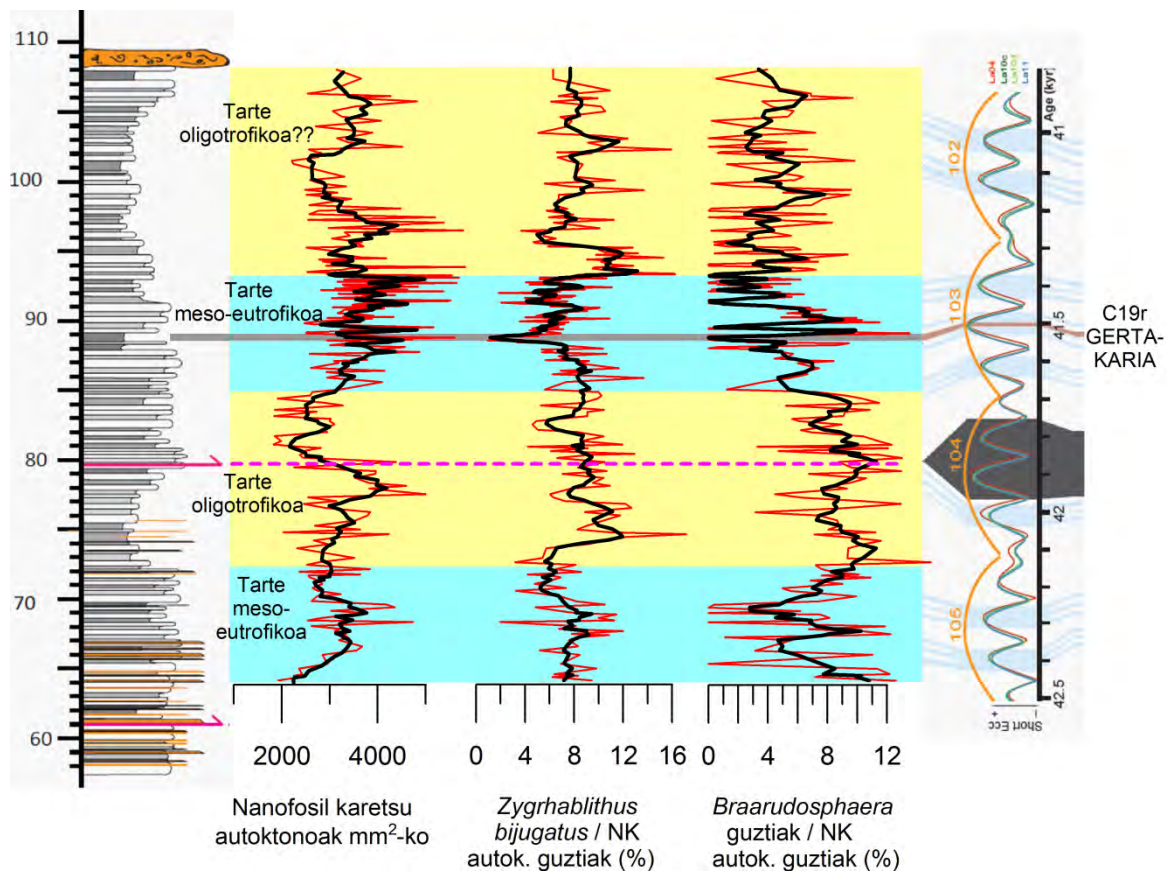
Taxoi gehienen ugaritasunak nanofosil karetsu autoktono guztien joera errepikatzen du, ugariagoak dira tupetan. Gorrondatxe eta Barinatxeko asaldura klimatikoetan bezala, Oyambren ere taxoi gehienak ugaritu egiten dira deskarga kontinental handitzean, ziurrenik baldintza meso-eutrofikoetan. Hori erakusten dute reticulofenestridoek, *Coccolithus*-ek, *Chiasmolithus*-ek, urriak diren kontinentetik gertuko taxoiek, eta baita *Sphenolithus* eta *Discoaster*-ek ere. Azken hauek orain arte oligotrofikotzat hartu dira, baina Oyambren kontrako joera erakusten dute. Baliteke oligotrofiarekiko afinitatea erakustea eskala handiagoko aldaketa klimatikoetan, baina toleranteak izatea ziklo orbitalei dagozkien ohiko oszilazioekiko. Azkenik, nanofosil birlanduen ugaritasuna ere handitu egiten da tupetan, deskarga kontinental handiagoren hipotesiarekin bat etorritz.

Aitzitik, hainbat taxoi ugariagoak dira kareharrietan. *Zygrhablithus bijugatus*-engan espero izatekoa da, oligotrofiko gisa sailkatu izan delako. *Dictyococcites bisectus* tamaina handiko espeziea da, beraz k-estratega izan liteke eta, Oyambren ikusi den bezala, urtaroen arteko desberdintasun gutxiko baldintza egonkorretara egokitua egon daiteke. *Braarudosphaera* eta *Lanternithus* kontinentetik gertuko generoak dira, zeren Oyambreko asoziazioaren % 5-a gainditzen dute eta Barinatxe eta Gorrondatxe sekzioetan, kontinentetik urrunago zeudenak, genero hauen ugaritasuna % 0.5-etik beherakoa zen. *Braarudosphaera*-ren kasuan, autore batzuk meso-eutrofiko, ur nahasietako edo/eta gazitasun baxuko gisa sailkatu dute, baita K/T mugaren ostekoa bezalako garaietan oportunistak moduan (Deflandre, 1947; Roth, 1974; Romein, 1982). Espero daiteke ekarpen kontinental handitzean ugaritu egingo direla, baina Oyambreko emaitzek kontrakoa erakusten dute, tupetan urriagoak baitira. Ondorioz, Oyambreko

emaitzen arabera, *Braarudosphaera* eta *L. minutus* oligotrofikoak dira, nahiago dituzte urtaroen arteko desberdintasun txikiko eta ur ekarpen gutxiagoko klimak.

Eskala handiagoko ziklo orbitalen adierazpen klimatikoa

Kareharri-tupa txandaketetako nanofosil karetsuen joerak eskala handiagoan ere errepikatzen dira. Behatu da badaudela taxoi gehienek joera ezberdina erakusten duten lau tarte. 64-72 m eta 85-93.5 m-ko tarteetan ugariagoak dira nanofosil karetsu autoktono guztiak, birlanduak, *Coccolithus*, *Chiasmolithus*, urriak diren kontinentetik gertuko taxoiak, *Sphenolithus* eta *Discoaster*. Aldiz, *Z. bijugatus*, *Braarudosphaera* eta *L. minutus* urriagoak dira. Tupetan ikusten den joera berdina da. Kontrakoa gertatzen da 72-85 m eta 93.5-108.2 m-ko tarteetan. Sekzioko analisi zikloestratigrafikoaren arabera, 400 ku-ko eszentrikotasun zikloak bereiz daitezke: 100 ku-ko eszentrikotasunaren anplitudearik handienak 69, 89 eta 101 metroetan kokatzen dira, eta 79. metrokoa failak moztuko luke. Honenbestez, azalaramenduan eszentrikotasun zikloen ziklizitate bat bereiz daiteke. 64-72 m-ko tartearen erdian dago 69. metroko anplitude altuko eszentrikotasuna, eta 85-93.5 m-ko tartearen erdian 89. metrokoa. Aldiz, 72-85 m eta 93.5 m-ren ondorengoko tarteak 100 ku-ko eszentrikotasun zikloen anplitude minimoei dagokien lekuan kokatuta daude (6.5 eta 6.15 irudiak). Ziklo orbitalen anplitude txikiko tarteetan nanofosil karetsu autoktonoen ugaritasuna murrizten da eta oligotrofikoak diren *Z. bijugatus*, *Braarudosphaera* eta *L. minutus* ugaritzen dira. Horrez gain, *Discoaster*, *Braarudosphaera* eta *Zygrhablithus*-en baliorik handienak 80-85 m tartean daude, kareharriak nabarmenenak diren eremuan, eta CaCO₃ gehiago egotea ekarpen kontinental txikiagoaren isla da. Interpretazio honen arabera, ziklo hidrologiko indartsuko tarte bat egon beharko luke 101 m inguruan, nahiz eta anplitudeak ez diren hain esanguratsuak hemen (6.5 eta 6.15 irudiak). Honenbestez, Oyambren ikusi ahal izan da nanofosil karetsuek ziklo astronomikoek eragindako urtaroen arteko desberdintasunari eta ziklo hidrologikoaren intentsitatearen aldaketei erantzuten dietela.



6.15 irudia. Ziklo hidrológicoaren indar ezberdineko tarte posibleak, nanofosil karetsuen parametro ezberdinen eta Laskar-en (2004, 2011) eredu astronomikoen anplitudeen bidez ebatziak. Ziklo hidrológicoaren indar gutxiagoko tarte bat tarte oligotrofiko batekin bat dator. Azken tarte oligotrofikoa ez da ziurra, eta baliteke tarte horren baitan banaketa gehiago egotea.

C19r gertakariaren ondorioak

C19r gertakaria eszentrikotasun maximo batekin batera gertatu zen, sekzio osoko altuenarekin. Nanofosil karetsu gehienek tupetan erakutsitako joera orokorren berdintsua erakusten dute, baina zenbait taxoik jokabide anomaloa dute. Nabarmenenak *R. minuta*-ren ugaritze eta *Z. bijugatus* eta *Braarudosphaera* spp.-ren murrizte bortitzak dira. Nanofosil karetsu autoktono eta birlanduek ere ugaritze nabarmenak erakusten dituzte, eta *Sphenolithus*-ak gutxitzen diren leku bakarra da. Honek guztiak erakusten du muturreko baldintza eutrofikoa zeudela, non genero oportunistak edo kosmopolitak asko ugaritu ziren eta oligotrofikoa mugatu. Beraz, interpretazioa Gorrondatxe eta Barinatxekoan antzekoa da: ziklo hidrológicoaren indartzeak prezipitazioak ugaritu zituen eta ozeanoranzko deskarga kontinentalak eta elikagaien edukia handitu ziren.

Interpretazio honekin bat datoz kaltzitaren kantitate txikiagoa, kontinentetik datozen kuartzoaren eta buztin mineralen ugaritzea eta foraminifero infaunalen ugaritzea. Beste sekzioekiko desberdintasun nagusia da Oyambren paleoingurugiro aldaketa hauek ziklo orbitaletan izan dezaketela jatorria, ezohiko gertakarien bidez azaldu beharrean. Hala ere, aipatu beharra dago nanofosil karetsuetan ikusitako piko batzuk nabarmen anomaloak direla, eta beraz C19r gertakaria eszentrikotasun maximo baten ondoriozko urtaroen arteko desberdintasunaren ondorioa baino zerbait gehiago izan zela.

Berezitasunak taxoi batzuen portaeran

Discoaster, temperatura altuaren eta oligotrofiaren erakuslea (ikus II. kapitulua), nabarmen gutxitzen da Barinatxe eta Gorrondatxeko gertakarietan, baina ez du aldaketa esanguratsurik erakusten Oyambren, nahiz eta beste taxoiek C19r gertakarian zehar Oyambren elikagaiak ugaritu zirela erakusten duten. Beraz, badirudi Oyambren ageri diren *Discoaster* espezieak toleranteagoak zirela ingurugiro aldaketekiko. Hala ere, interesgarria da izar formako *Discoaster*-ek C19r gertakarian zehar erakusten dute ugaritzea, ia denak *D. nodifer* espeziekoak izanik. Badirudi espezie hau ekarpen kontinental handiagoko giroetara hobeto egokitua zegoela, halakorik orain arte esan ez bada ere. Agian, *D. nodifer*-en ugaritasun hau da *Discoaster* generoa ez murrizteko arrazoia.

Sphenolithus-i dagokionez, *S. spiniger* espeziea nabarmen ugaritzen da C19r gertakarian zehar, *Sphenolithus* guztien kopurua txikitu arren. Honek erakusten beste *Sphenolithus* espezie nagusia, *S. moriformis*, asko gutxitzen dela gertakarian zehar. Barinatxen ere antzeko zerbait gertatzen da: *S. editus* espeziea ugaritu egiten da CIE₁₉₋₂₃_m gertakarian zehar *Sphenolithus* guztiak murriztu arren, eta bertan ere *S. moriformis* da beste espezie nagusia. Honek guztiak argi erakusten du *S. moriformis* ziklo hidrologiko indartsuko baldintzetara egokitzen ez den espeziea dela.

Bestalde, Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarian Erdiko eremu zabaleko *R. dictyoda* morfotipoa nabarmen ugaritzen zen, Oyambreko C19r gertakarian ez bezala. Interpretazio logiko bat litzateke Erdiko eremu hertsiko morfotipoak baldintza hipertermaletara hobeto egokitzea lortu zuela Lutetiarraren amaieran hasieran baino. *Coccolithus formosus*-en kasua kontrakoa da, Barinatxe eta Gorrondatxeko asaldura klimatikoen erreperazioetan bere ugaritasuna nabarmen handitzen zen *C. pelagicus*-ekiko, baina aldiz Oyambren gutxitu egiten da.

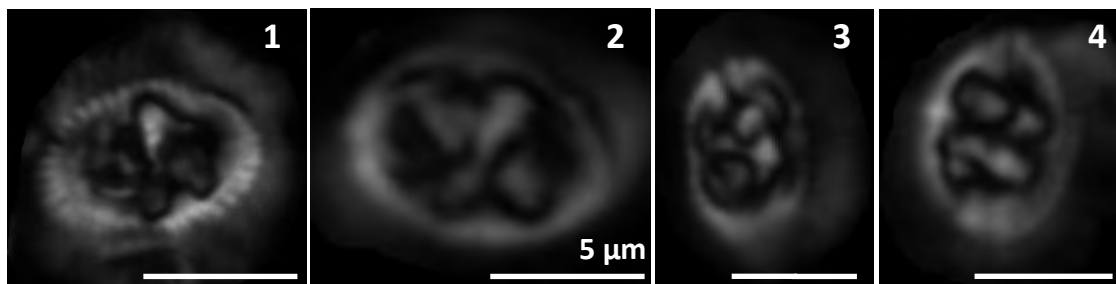
Azkenik, hainbat taxoik ezohiko pikoak erakusten dituzte C19r gertakariaren bueltan. <5µm-ko *Coccolithus*, *Clausicoccus* spp., *Cruciplacolithus* spp., *Umbilicosphaera bramlettei* eta *Blackites* spp. bat-batean ugaritzen dira CIE-an. Azken biak Barinatxeko CIE_{19-23 m} gertakarian ere ugaritu ziren. Hau guztia ikusita, bost taxoi horiek baldintza hipertermaletara ongi egokitzen direla esan daiteke. Aitzitik, *Helicosphaera compacta* ekarpen kontinental gutxiko garaietan ugariagoa da, beraz taxoi oligotrofikotzat har daiteke. Azkenik, *U. henrikseniae* 80 eta 86 metroen artean bakarrik ageri da jarraian, eta datu hau etorkizunean bioestratigrafiarako erabilgarria izan daiteke.

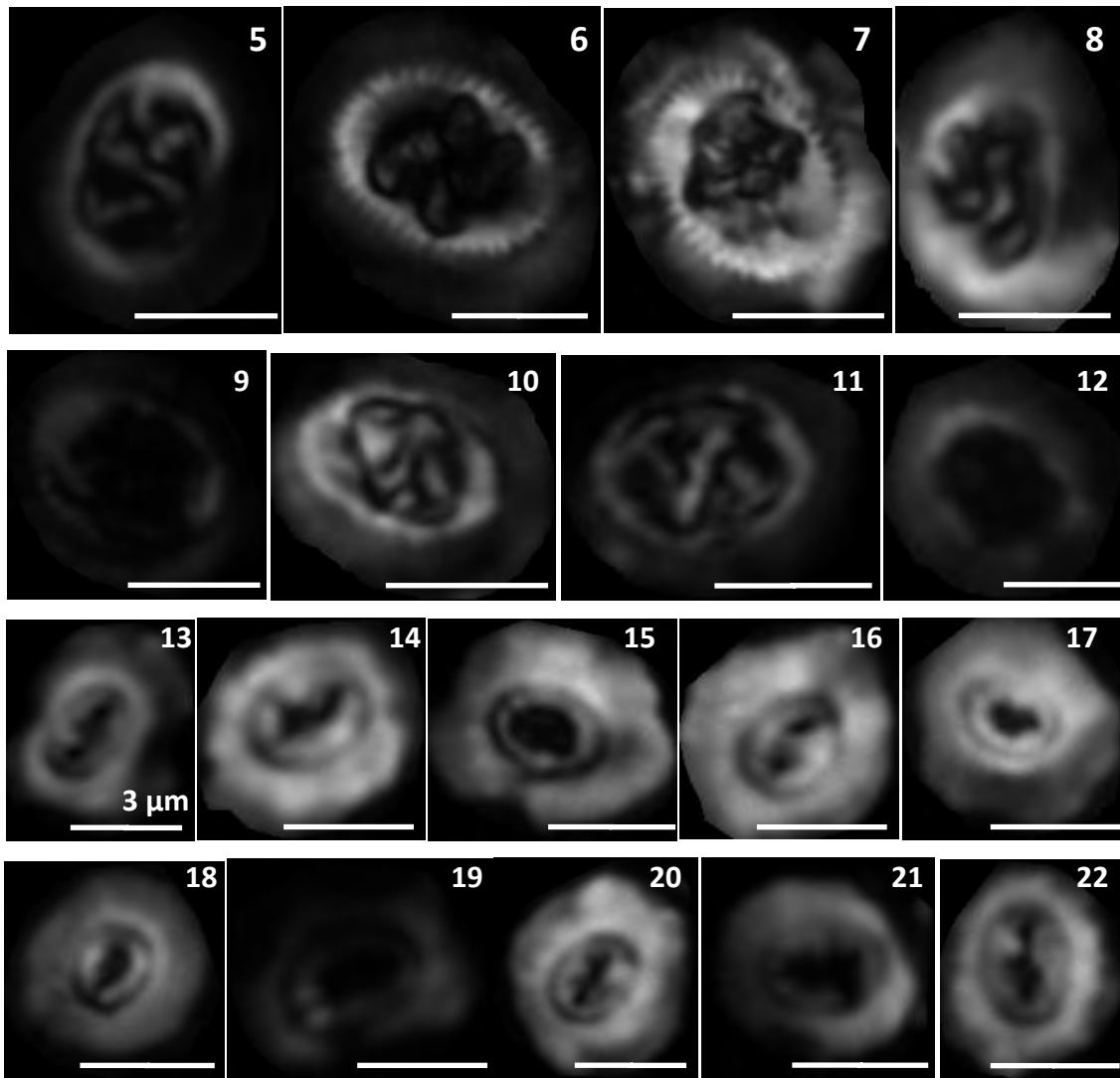
6.9. IRUDIEN ANALISIA

6.9.1. DATU BILKETA

Irudien analisirako 124 lagin erabili dira, asoziazioen analisirako erabilitakoen erdia baino zertxobait gutxiago, eta tarte estratigrafiko esanguratsuen arabera hautatu dira. 86. metrora arte bi tupatik behin hartu zen lagin bat, eta baita bi kareharritik behin ere, horrela tartekatzea 50 cm-koa izanik. Tartekatzea estratuko lagin banara txikitu zen 86 eta 88.5 metroen artean (15 cm) eta estratuko 3 laginetara 90 eta 94 m artean (15 cm). Sekzioaren gainerakoan bi tupatik batean eta bi kareharritik batean hartu ziren laginak (45 cm-tik behin).

Lan honetarako bi espezie hautatu ziren: *Reticulofenestra minuta* eta *Chiasmolithus solitus* (7. lamina). Biak autoktonoak dira Gorrondatzen eta Oyambren eta lehenengoan irudien analisirako erabilgarriak direla egiaztatu zen. Kalkuluak masa/azalera indizearekin egin ziren. Horrez gain, erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa ere kalkulatu zen.





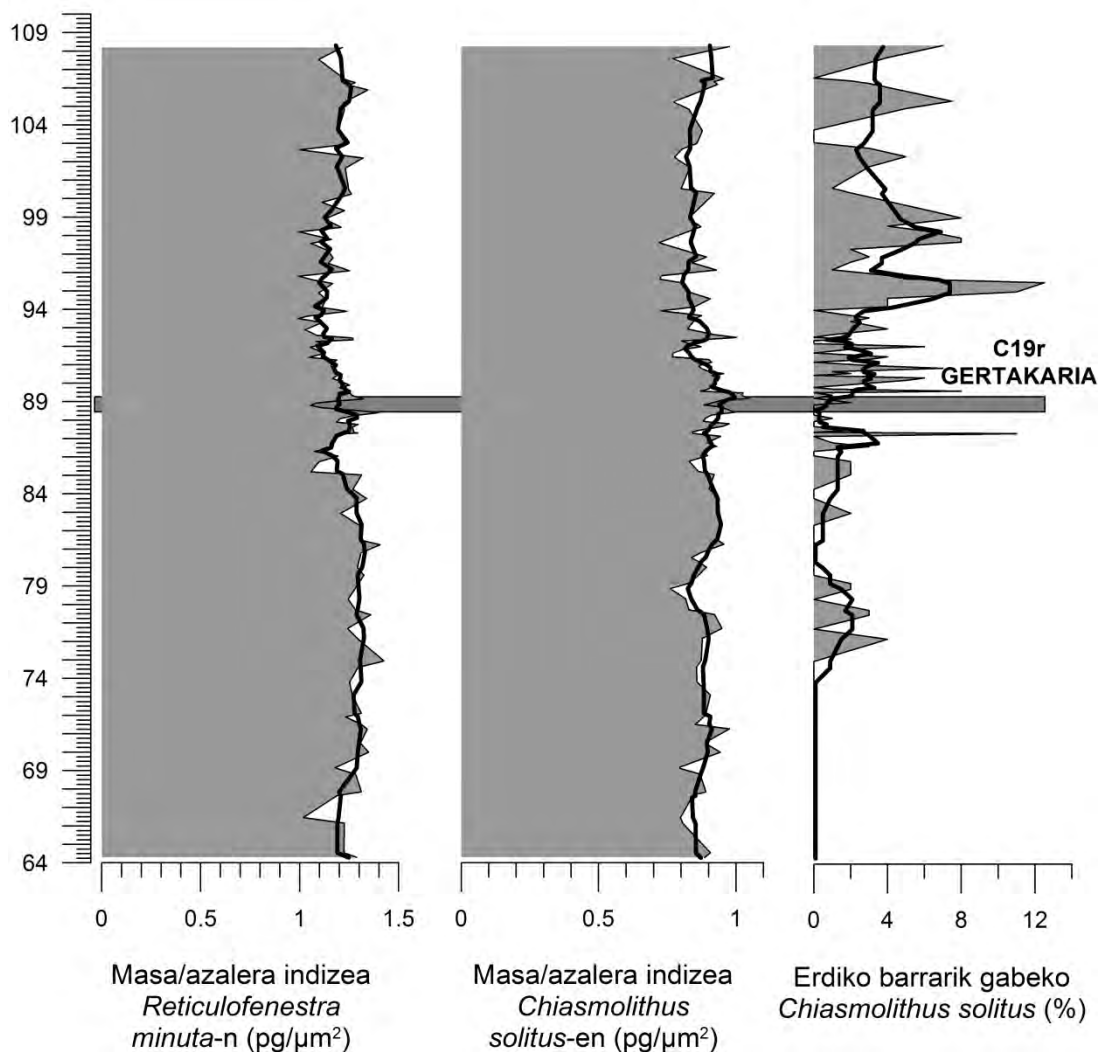
7. *lamina*. Polarizazio zirkularrarekin aztertutako eta C-Calcita softwarearekin (Fuertes et al., 2014) ebakitako espezieen irudiak. Eskala barra 5 μ m-koa da *Chiasmolithus solitus*-entzat eta 3 μ m-koa *Reticulofenestra minuta*-rentzat. Dagokien lagina eta posizio estratigrafikoa adierazita daude, eta horrela altuera guztietan disoluzio gehiago ala gutxiago dagoen ikus daiteke. (1-12) *Chiasmolithus solitus*. (1) OY-LU-012, CIE-aren aurrekoa, 68.8 m. (2) OY-LU-012, 68.8 m. (3) OY-LU-048, CIE-aren aurrekoa, 81.25 m. (4) OY-LU-048, 81.25 m. (5) OY-LU-071e, CIE bitartekoa, 88.8 m. (6) OY-LU-071e, 88.8 m. (7) OY-LU-072b, zehazki CIE-aren ondorengoa, 89.32 m. (8) OY-LU-072b, 89.32 m. (9) OY-LU-081r, CIE-aren ondorengoa, 93.5 m. (10) OY-LU-081r, 93.5 m. (11) OY-LU-096, CIE-aren ondorengoa, 100.25 m. (12) BA-YP-096, 100.25 m. (13-22) *Reticulofenestra minuta*. (13) OY-LU-012, CIE-aren aurrekoa, 68.8 m. (14) OY-LU-012, 68.8 m. (15) OY-LU-048, CIE-aren aurrekoa, 81.25 m. (16) OY-LU-048, 81.25 m. (17) OY-LU-071e, CIE bitartekoa, 88.8 m. (18) OY-LU-

071e, 88.8 m. (19) OY-LU-081r, CIE-aren ondorengoa, 93.5 m. (20) OY-LU-081r, 93.5 m. (21) OY-LU-096, CIE-aren ondorengoa, 100.25 m. (22) OY-LU-096, 100.25 m.

6.9.2. EMAITZAK

Taxoietako bakar batek ere ez du berrazkuntzaren zantzurik erakusten. Badirudi prozesu hau selektiboa izan dela *Discoaster*, *Braarudosphaera* eta *Zygrhablithus* generoekin. Irudien analisisiekin aztertutako parametroetan ez da parametro orbitalekin erlazioa daitekeen joera ziklikorik ikusten (i.e., ez da bereizten jatorri astronomikoa duen tupa-kareharri txandaketa litologikoarekin korrelazioa daitekeen aldaketarik; 6.16 irudia). *R. minuta*-ren sekzio osoko batezbesteko masa/azalera $1.2 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da, balio minimoa $0.99 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ izanik eta maximoa $1.42 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$. C19r gertakariaren aurreko tartean batezbestekoa $1.26 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da, gertakarian $1.11 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ eta ondoren $1.16 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$. Masa/azalera indizearen jaitsierarik bortitzena C19r gertakariaren aurreko azken laginetik ($1.39 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$) gertakariko lehen laginera ($1.05 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$) gertatzen da.

C. solitus-en sekzio osoko batezbesteko masa/azalera indizea $0.88 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da, balio maximoa $1.04 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ izanik eta minimoa $0.72 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$. C19r gertakariaren aurretik batezbestekoa $0.89 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da, $0.92 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra igotzen da gertakarian zehar, eta $0.86 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -ra jaitsi ondoren. Ez dago piko negatibo esanguratsurik C19r gertakarian, baina esanguratsua da sekzio osoko baliorik handiena gertakariaren ondorengo lehenengo laginean ematen dela. Aldiz, erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioak bai erakusten du joera interesgarria. Bai C19r aurretik, bai gertakarian bertan erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa ez da % 1-era iristen. Baina gertakariaren ostean batezbestekoa % 3-koa da eta lagin batzuetan proportzioak % 10-a gainditzen du (6.16 irudia).



6.16 irudia. Oyambren aztertutako taxoien masa/azalera indizeen eta erdiko barrarik gabeko *Chiasmolithus solitus*-en proportzioaren aldaketak. Marra lodiak elkarren jarraiko 5 punturen batezbesteko mugikorra adierazten du.

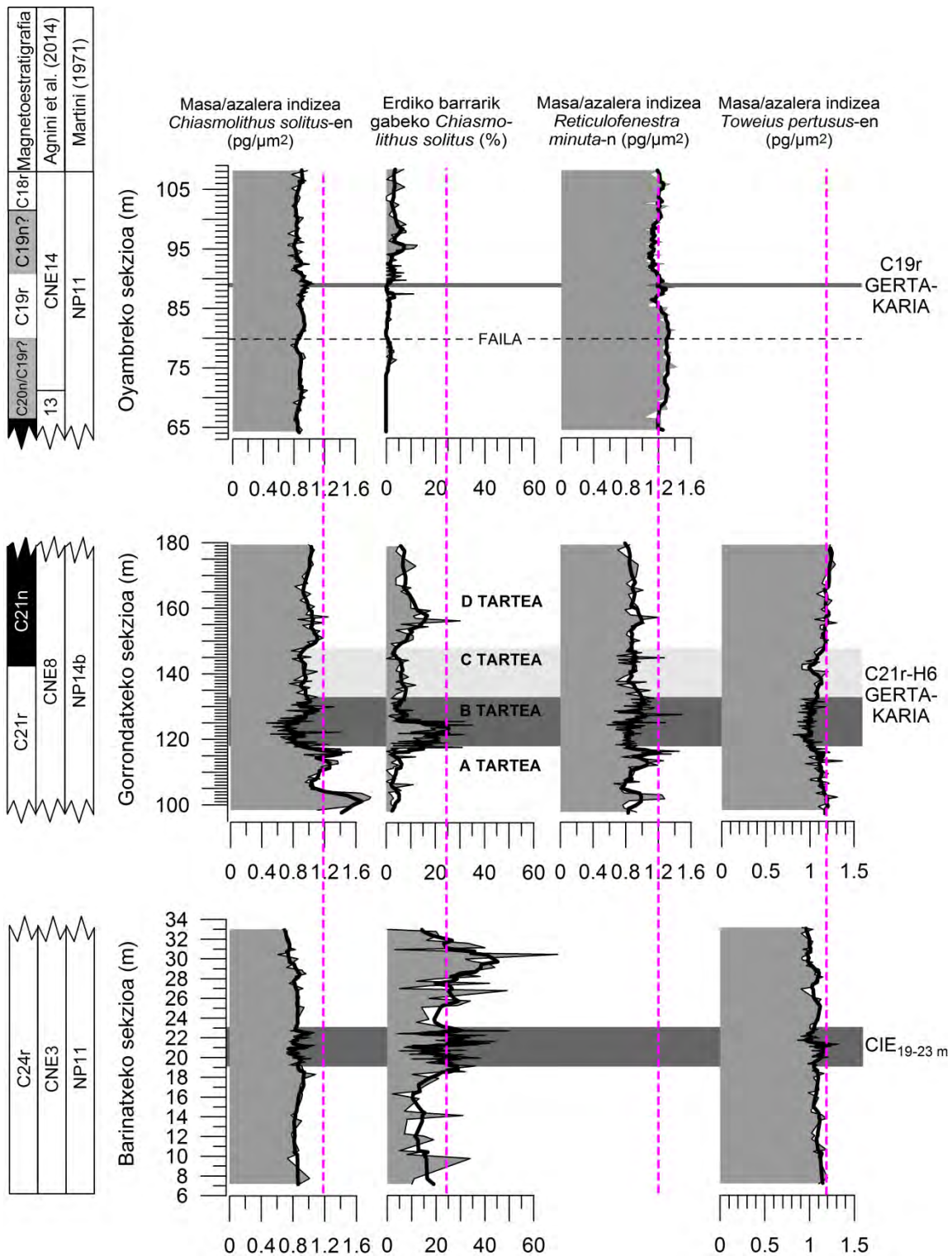
6.9.3. INTERPRETAZIOA

Oyambreko sekzioaren deigarriena erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa baxua da; batezbestekorik altuena C19r gertakariaren ondorengo % 3-koa da, eta hau Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariaren aurreko balioaren berdina da (6.17 irudia). Gainera, ehunekoa ia konstante mantentzen da Oyambreko sekzio osoan zehar. Barinatxen, berriz, erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa % 10 eta 30 artekoa da. Honek guztiak iradokitzen du Oyambre etengabe lisoklinaren gainean kokatua egon zela, Gorrondatxe C21r-H6 gertakariaren aurretik bezala. Aldiz, Barinatxe etengabe lisoklinaren azpian kokatuko zen.

Bestetik, *C. solitus*-en masa/azalera indizearen Oyambreko batezbestekoa $0.88 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da, eta hori Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariaren berdina da. Datu honi bakarrik erreparatuta, Oyambreko sekzio osoan zehar disoluzioa gertatu zela pentsa daiteke. Erdiko barrik gabeko *C. solitus*-en eta espezie honen masa/azalera indizearen arteko kontraesana *R. minuta*-k argitu dezake. Bere masa/azalera indizearen batezbestekoa $0.92 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da Gorrondatxeko sekzioan eta $1.2 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ Oyambrekoan. Honenbestez masa/azalera indizea Oyambren Gorrondatxen baino txikiagoa da *C. solitus*-en kasuan eta handiagoa *R. minuta*-ren kasuan (6.17 irudia). Honek pentsarazten du espezie baten kaltzifikazio-tasa aldatu daitekeela denboran zehar. *R. minuta*-k gehiago kaltzifikatuko zuen Lutetiarraren amaieran hasieran baino, eta *C. solitus*-ek gutxiago kaltzifikatuko zuen Lutetiarraren amaieran, Ypresiarrean eta Lutetiarraren hasieran baino. Hau egia balitz, ziurtatuta legoke Oyambren ez zela disoluziorik gertatu. Honenbestez, disoluzioa igartzeko adierazlerik onena erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en ehunekoa dela.

Oyambreko sekzioa 700 m-ko sakoneran aurkitzen zen ikertutako tartean, Gorrondatxe eta Barinatxe aldiz 1500 m-tan. Aurrez ikusi da Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarian lisoklina 1500 m-ko sakoneratik gora kokatzeraino igo zela, eta Barinatxe etengabe lisoklinaren azpian egon zela. Oyambreko itsas hondoa, berriz, uneoro lisoklinaren sakonera baino gorago kokatu zen, eta C19r gertakarian zehar lisoklina igo izan balitz ere, ez zuen Oyambren inolako efekturik izan. Bestalde, erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en ugaritze eta masa/azalera indizeen txikitze progresiboek arroaren sakontze graduala erakusten dute (Payros et al., 2015b), edota materia organikoaren degradazioa, C19r gertakarian ugaritzen dena foraminifero bentonikoen eta pteropodoen emaitzek erakusten dutenaren arabera (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b).

Azkenik, aipagarriak dira masa/azalera indizearen balio maximoak C19r gertakariaren inguruan, eta *R. minuta*-ren indizearen balio erlatiboki baxua gertakarian zehar. Azken honekin hasita, $1.11 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ -koa da balioa (6.16 irudia), sekzioko batezbestekoa $1.20 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ den bitartean. Ez da masa galera erreal bat bezala interpretatzeko bezain datu esanguratsua, eta gainera, gertakariaren hurrengo lagineko balioa ere $1.16 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$ da. Horrez gain, *C. solitus*-ek ez du masa galerarik eta bera da disoluzioarekiko espezie sentikorrena ikertutakoen artean (6.17 irudia). Honenbestez, *R. minuta*-ren masa/azalera indizearen jaitiera hau aurreko balioarekiko kontrasteagatik dela onartuko da, izan ere aurreko balioa batezbestekotik gorakoa da ($1.39 \text{ pg}/\mu\text{m}^2$).



6.17 irudia. Ikertutako hiru sekzioetako masa/azalera indizeen eta erdiko barrarik gabeko *Chiasmolithus solitus*-en proportzioen konparaketa. Sekzio bakoitzaren hedapen temporalala gehitu da (magnetoestratigrafia eta nanofosil karetsuen bioestratigrafia).

Marra arrosek proxy bakoitzaren erreferentziako balio bat adierazten dute, konparaketa errazteko.

Interesgarria da *C. solitus*-ek ere piko maximoak erakusten dituela C19r gertakariaren aurreko eta hurrengo estratuetan (6.16 eta 6.17 irudiak). Fenomeno hau Gorrondatxeko C21r-H6 gertakariaren azpian ere ikusi zen. Beraz, badirudi bi gertakari hipertermalak nanofosil karetsuen CaCO₃ ekoizpen handiago baten ondoren eman zirela (eta Oyambrenen kasuan aurretik ere bai). Hau prozesu diagenetikoek eragin zezaketen, baina aurrez adierazi da kaltzitaren birkristaltzea 80 eta 85 metroen artean ematen dela batez ere, eta han ez dago masa/azalera indizearen igoerarik. Honenbestez, esan daiteke kokolitoforoek gertakari hipertermalen hasierako pultsuan gehiago kaltzifikatzen dutela. Honen kausa izan daiteke intsolazio handiagoak eragindako erradiazio handiagoaren irispina, edota sistemako CO₂ ugaritzea. Edozein kasutan, antzeko ikerketak beste gertakari hipertermal batzuetan egitea beharrezkoa da hipotesi hau onartu ala baztertzeko.

6.10. EZTABAIDA OROKORRA

Erregistro ziklostratigrafikoaren kalibraketa astronomikoaren eta informazio biostratigrafikoaren arabera, Oyambren 88.7 eta 89.1 metroen artean identifikatutako CIE-a ezin hobeto korrelazionatu daiteke Atlantiko ekuatorialeko ODP Site 1260-an definitutako C19r gertakariarekin (Edgar et al., 2007; Westerhold & Röhl, 2013), baita ere LLTM moduan identifikatu zena Atlantiko hegoaldeko Site 702 eta 1263-etan (Westerhold et al., 2018). Mineralogia, nanofosil karetsu eta foraminifero bentonikoen emaitzekin erakutsi da gertakariak ingurugiroaren asaldura eragin zuela itsas golko piriniarrear. Ondorioz, Oyambre da gaur egun arte C19r gertakaria azaleramendu batean ikertu daitekeen leku bakarra, nahiz eta Italiako Contessa sekzioan ere aurki zitekeela proposatua dagoen (Westerhold & Röhl, 2013).

C19r gertakari hipertermala al da?

Oyambreko C19r gertakariak gertakari hipertermaleko itsas sakoneko metakinen ohiko ezaugarriak betetzen ditu: $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ -ren eskurtsio labur eta azkarrak karbonato edukiaren murrizketarekin batera (Dickens et al., 1995; Zachos et al., 2004, 2008; Zeebe, 2013). Eszentrikotasun maximo batekin ere lotuta dago, Eozeno goiztiarreko gertakarietan gertatzen den bezala (Dickens et al., 1997; Westerhold et al.,

2007; Galeotti et al., 2010; Lunt et al., 2012). Gainera, Oyambren eginiko ingurugiroaren interpretazioa bat dator sekzio epikontinentaletan erregistratutako gertakariekin: prezipitazioen eta deskarga kontinentalaren handitzeak, itsasoko mikroorganismoen asoziazioen aldaketak eraginez.

Westerhold & Röhl-ek (2013) adierazi zuten C19r gertakaria azken 45 Mu-tako intsolazio tasa handienetako batekin batera gertatu zela, zeinak ozeanoen aireztapenean aldaketak eragin zituen. Honen ondorioz 600 eta 1000 Pg arteko karbono organikoaren askapena eman zen ozeano-atmosfera sistemara, ^{13}C -an urria zena eta lehen ozeano hondoan disolbatua zegoena, eta hark eragindako berotegi efektuak 2°C -ko igoera eragin zuen ozeano hondoetan (Westerhold & Röhl, 2013; Westerhold et al., 2018). Zoritxarrez, Oyambren ezin da intsolazioak eragindako tenperaturaren igoerarik egiaztatu, $\delta^{18}\text{O}$ balioek alterazio diagenetikoa jasan zutelako (Martínez-Braceras et al., 2017; Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Paleotemperatura adierazi dezaketen nanofosil karetsuak ere ez dira erabilgarriak, bereziki elikagaien aldaketei erantzuten baitiete.

Oyambrek duen desberdintasun esanguratsu bat ODP Site 1260-arekiko da Edgar et al.-ek (2007) kaltzitaren murrizketa lisoklinaren 2500-3000 metroraingoko igoerari egotzi ziotela, eta Oyambren ez dela inolako disoluziorik antzematen, salbu foraminifero plantoniko batzuetan materia organikoaren degradazioaren ondorioz. Honen arrazoia da Oyambre 700 m inguruko sakoneran zegoela, etengabe lisoklinatik gora. Oyambren, kaltzitaren edukiaren murrizketa material terrigenoaren ekarpenaren ondoriozko sedimentuaren diluzioari egozten zaio.

Badago antzekotasun bat C19r gertakaria ikertu den leku ezberdinetako CIE-en artean. Arroka osoko $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsioa ‰ 0.86 izan zen ODP Site 1260-an, ^{13}C -an urria zen karbono organikoaren askapenaren ondorioz (Edgar et al., 2007; Westerhold & Röhl, 2013; Westerhold et al., 2018). Oyambren CIE-a ‰ 0.85 da arroka osoan eta el Site 702-an ‰ 0.55 (Westerhold et al., 2018). Desberdintasun hauen arrazoia sekzio bakoitzaren kokapen paleogeografiko desberdina izan daiteke, beste gertakari hipertermal batzuetan ikusi dena (e.g., Stap et al., 2010; Lei et al., 2016; Galeotti et al., 2017). Gerta liteke baita erregistroa lokalki aldatu izana beste prozesu batzuegatik, hala nola, ur gezazko falka hipopiknikoen irispenera, elikagaietan aberatsak zirenak eta azaleko urren osiera isotopikoa aldatu zutenak (Hüneke & Henrich, 2011; Hoefs, 2015).

Honenbestez, Oyambreko emaitzek beren kasa ez dute ziurtatzen C19r gertakaria berotegi efektu indartsua eta berotze global garrantzitsua eragin zituen gertakari hipertermal bat izan zela, izandako emaitzak esplikatzeko nahikoa baita eszentrikotasun maximo batek eragindako ezohiko intsolazio bat (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Aldiz, ODP Site 702, 1260 eta 1263-k bai erakusten dituzte gertakari hipertermaletako ohiko ezaugarriak, eta Oyambreko emaitzak eszenatoki hipertermal horren osagarriak dira. Honek testuinguru paleogeografiko ezberdinetatik eratorritako erregistroen arteko korrelazioaren garrantzia azpimarratzen du.

Gertakariaren iraupena

ODP Site 1260-ko erregistroaren kalibraketa astronomikoaren arabera, Westerhold & Röhl-ek (2013) 40-50 ku-ko iraupena proposatu zuten C19r gertakariarentzat, nahiz eta preziesio zikloen identifikazioan arazo batzuk izan zituzten. Beranduago, Site 702 eta 1263-ko emaitzek erakutsi zuten $\delta^{13}\text{C}$ -aren jaitsierako pikoak 3-6 ku soilik iraun zuela, eta C organikoaren emisio aldiak 10-13 ku. ODP Site 1260-ko $\delta^{13}\text{C}$ eskurtsioa luzeagoa izatearen arrazoa karbonatoaren disoluzioa izan zela zehaztu zuten (Westerhold et al., 2018). Oyambren, C19r gertakaria hartzen duen eszentrikotasun laburreko 15. zikloan sedimentazio-tasa 3.69 cm/ku izan zela kalkulatu zen (6.5 irudia). Beraz, CIE-ari dagozkion 40 cm-ek 11 ku-ko iraupena behar lukete. Horrez gain, tupa estratu bati 10.5 ku dagozkiola jakinda (21 ku-ko preziesio ziklo baten erdia) eta CIE-ak tupa geruza baten 2/3 hartzen dituenaz, iraupena 7 ku-ra murriztuko litzateke (Intxauspe-Zubiaurre et al., 2018b). Ondorio honen oinarria da Oyambre 35°N-ko paleolatitudetan kokatzen zela Eozenoan, klima bero-lehor eta epel-hezeko erregimenen arteko muga. Muga honek Ipar eta Hegorantz oszilatzen zuen preziesio zikloan zehar beroaren ekuatorearen kokapenaren arabera (Berger, 1978; De Boer, 1991; De Boer & Smith, 1994), horregatik erregimen klimatiko batean eta bestean kokatzen zen txandaka. Honenbestez, Oyambreko emaitzek C19r gertakariaren iraupena 7-11 ku-koa izan zela erakusten dute, ODP Site 702 eta 1263-an LLTM-ak erakutsitakoaren berdintsua (Westerhold et al., 2018). Beraz C19r gertakaria Eozenoko gainerako gertakari hipertermalak baino laburragoa izan zen (Sexton et al., 2011; Payros et al., 2012; Kirtland-Turner et al., 2014; Littler et al., 2014; Laurentano et al., 2016; Westerhold et al., 2017).

*VII. KAPITULUA:
ONDORIOAK*

Doktorego tesi honetako lana Euskokantauriar arroko hiru sekziotako nanofosil karetsuak ikertuz, Eozenoko hiru gertakari hipertermalek eragindako paleoingurugiro aldaketak karakterizatzea izan da: (i) Barinatxeko sekzioan erregistratutako CIE_{19-23m} gertakaria (~54 Mu, Eozeno goiztiarra); (ii) Gorrondatxen azaleratutako C21r-H6 gertakaria (~47.4 Ma, Eozeno ertainaren hasiera); eta (iii) Oyambreko sekzioko C19r gertakaria (~41.5 Ma, Eozeno ertainaren erdialdea). Euren karakterizazioa nanofosil karetsuekin egiteko, bi teknika nagusi erabili dira: batetik, nanofosil karetsu asoziazioetako taxoi eta talde esanguratsuen kontaketa egin da, berreraikitze paleoekologikoak egiteko; bestetik, irudien analisiarekin, kokolitoen CaCO₃ edukiaren aldaketak ebaluatu dira.

Kontinentetik gertuko generoek, *Braarudosphaera* eta *Lanternithus* adibidez, asoziazioaren % 5-a gaintzen dute Oyambren, baina ez dira % 0.5-era iristen Barinatxe eta Gorrondatxen, Oyambre kontinentetik askoz ere gertuago zegoela erakutsiz. Gainera, Oyambren nanofosil karetsu birlanduen proportzioa % 2-tik beherakoa da, beste bi sekzioetan % 15 eta 20 artean dagoen bitartean, sekzio horiek turbidita eduki handiagoa dutelarik. Datu hauekin aurrez eginiko interpretazio paleogeografikoak konfirmatu ziren, hau da, Oyambre ezpondaren goiko aldean edo plataformaren urruneko aldean kokatzen zela, 700 m inguruko sakoneran, eta Barinatxe eta Gorrondatxe aldiz, arroaren hondoan kokatzen zirela, 1500 m inguruko sakoneran. Azken bi sekzio hauek alderatuz, Barinatxen kareharri hemipelagikoak ugariago dira, eta gainera gehiago jasan ziren nanofosilen kaltzitzen birkristaltze eta disoluzio prozesuak; Gorrondatxen, berriz, nanofosil karetsu birlanduak ugariagoak dira. Ondorioz, Barinatxe Gorrondatxe baino urrunago aurkitzen zen kontinentetik, eta agian, baita sakonera zertxobait handiagoan ere. Nanofosil karetsu autoktonoen kantitate totala honekin bat dator, urriagoak baitira ozeano irekian (Winter & Siesser, 1994). Horrela, Oyambreko nanofosil karetsu autoktono kantitatea Gorrondatxekoa baino handiagoa da, eta azken honetakoa Barinatxekoa baino handiagoa.

1) Ikertutako gertakari hipertermalen berreraikitze paleoekologikoa

Paleoingurugiroaren ezaugarriak antzera aldatu ziren ikertutako hiru asaldura klimatikoetan. Hasteko, gertakariaren aurretik garai lehor eta bero bat gertatu zen. Bertan, sedimentuaren CaCO₃ edukia handitu egin zen, batezbestekoa baino $\delta^{13}\text{C}$ eta $\delta^{18}\text{O}$ balio altuagoak eman ziren, baldintza bero eta oligotrofikoetako nanofosil karetsu

espezieak ugaritu ziren, eta kokolitoen CaCO_3 edukia handitu zen. Garai bero hau bat etor zitekeen ozeanoen tenperaturaren igoera batekin, eta agian baita intsolazio-tasa handiago batekin, berotegi gasen askapena eragin zezakeena, gertakari hipertermalari hasiera emanez.

Hasierako fasearen ondoren, gertakarian zehar ingurugiroa erabat aldatu zen. Erregistro geokimiko eta mineralogikoari dagokionean, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ eta CaCO_3 edukiak jaitsiera bortitzak erakusten dituzte, eta buztin-mineralak ugaritzen dira. Aldaketa hauek ^{12}C -n aberatsak ziren gasen ozeano-atmosfera sistemarako askapenarekin erlazionatzen dira, eta honek eragin zezakeen berotegi efektuaren indartzea, temperatura globalaren igoera eta ziklo hidrológicoaren azkartzea, ibaien deskargaren eta material kontinentalen ozeanoranzko garraioaren igoera eraginez. Nanofosil karetsuei dagokienez, taxoi bero eta oligotrofikoen murrizketa bat nabari da (*Discoaster*, *Sphenolithus* eta *Zygrhablithus*), eta taxoi meso-eutrofikoen (i.e. *Reticulofenestra*, *Coccolithus* eta *Chiasmolithus*) eta epikontinentalen (i.e. *Pontosphaera*, *Helicosphaera* eta *Braarudosphaera*) ugaritze bat. Honek uren elikagai edukien igoera iradokitzen du, eta baita azaleko uren gazitasunaren jaitsiera ere. Honenbestez, gertakari hipertermaletan, kontinente ertzeko eremuetako nanofosil karetsuen asoziazioen aldaketan eragile nagusia ekarpen kontinental da, eta ez tenperatura. Egiaztatu ahal izan da elikagai kontinentalen ekarpena handitzean, Cocolitoforoen ekoizpena handitu zela. Aldiz, nanofosil karetsu autoktono guztien kantitatearen igoera ezin da zenbakiz neurtu, izan ere gertakari hipertermaletako sedimentuetan, material terrigenoa ere gehiago metatzen da, eta honek sedimentuko nanofosilen kontzentrazioa diluitzen du. Bestalde, nanofosil karetsu birlanduen ugaritasuna handitu egin zen hiru gertakarietan, deskarga kontinental handiagoarekin bat.

Emaitza hauek bat datoz ibaien ozeanoetarako deskargaren aurretiko ereduekin: gertakari hipertermaletan zehar K^+ eta Ca^{2+} bezalako katioiak gehiago iristen dira ozeanoetara, uren alkalinitatea igoz. Ondorio gisa, uretako CO_2 kontzentrazioa gradualki gutxitzen da, gertakari hipertermalaren aurreko egoerara itzularaziz.

2) Taxoi batzuen afinitate paleoekologikoak

Ikertutako gertakari hipertermalen erregistroan zehar taxoi batzuren joera interesgarriak behatu dira:

- ❖ *Reticulofenestra dictyoda*-ren bi morfotipo bereizi dira: bat Erdiko eremu hertsiarekin (autore batzuk *Dictyococcites* generoaren baitan sailkatua, e.g. Fornaciari et al., 2010) eta bestea Erdiko eremu zabalarekin. Erdiko eremu zabaleko morfotipoa nabarmen ugaritzen da Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarian, baina ez Oyambreko C19r gertakarian, beraz ondorioztatu da Erdiko eremua zabaltzea espeziearen C21r-H6 gertakarirako egokitzapen bat izan zela soilik. Genero hau ez zen existitzen Barinatzen.
- ❖ *Toweius callosus* *Toweius* generoko Erdiko eremu zabaleko espezie bat da, eta bere proportzioa *T. pertusus*-ekiko nabarmen handitzen da CIE_{19-23m} gertakarian zehar, Erdiko eremu zabaleko formak asaldura klimatikoetara hobeto egokitzen direla iradokiz.
- ❖ *Coccolithus formosus* espeziearen ugaritasuna handitu egiten da *C. pelagicus*-ekiko Barinatxe eta Gorrondatxeko gertakarien errekupeazioan. Gerta liteke *C. formosus*-ek baldintza bero eta lehorrekiko afinitatea izatea, asaldura klimatikoaren ondoren ekosistemak jasaten duen errebote efektura hobeto egokituz. Era berean, *C. pelagicus* gutxitu egiten da Oyambreko C19r gertakariaren ondoren. Hau ziurrenik gertakari hipertermalaren ondoren baldintza hezeek luzaro iraun izanarekin erlazionatua dago.
- ❖ *Braarudosphaera* eta *Lanternithus* askoz ere ugariagoak dira Oyambren beste bi sekzioetan baino, kontinentetik gertuagoko taxoiak direla erakutsiz. Bi taxoiak ugariagoak dira kareharrietan tupetan baino, gazitasun gehiagoko klima lehor eta oligotrofikoekiko afinitatea erakutsiz.
- ❖ Kontinentetik gertuko beste taxoiak, bereziki *Pontosphaera* eta *Helicosphaera*, ugaritu egiten dira gertakari hipertermaletan zehar sakonera handiagoko sekzioetan, ibaien ekarpen handiagoak gazitasun gutxiagoko ur masak tartekatzea baitakar ozeano irekiko uretan.
- ❖ *Sphenolithus moriformis*-en ugaritasuna nabarmen gutxitzen da gertakari hipertermaletan, beraz klima lehor eta oligotrofikoaren erakusle da.
- ❖ *Discoaster binodosus* okerrago egokitua dago paleoingurugiro aldaketetara erroseta formako *Discoaster*-ak baino, Barinatxeko CIE_{19-23m}-ko gutxitzeak erakusten duenez. Aldiz, *Discoaster nodifer* baldintza hipertermaletara ongi egokitzen dela dirudi, Oyambreko C19r gertakarian ugaritzen denez gero.
- ❖ *Umbilicosphaera bramlettei*, *Coccolithus* <5 µm, *Clausicoccus* spp., *Blackites* spp., *Lophodolithus* spp. eta *Cruciplacolithus* spp.-k ugaritasun handiagoak

erakusten dituzte ikertutako gertakari bat edo gehiagotan, beraz baldintza hipertermalak atsegin dituztela kontsidera daiteke, izan temperaturagatik, baldintza meso-eutrofikoengatik edo gazitasun baxuagatik. Aldiz, *Helicosphaera compacta* gutxitu egiten da urtaro arteko desberdintasun handiko garaietan, beraz ur bero eta oligotrofikoetako taxoitzat har daiteke.

- ❖ *Umbilicosphaera henrikseniae* Oyambreko 80 eta 85 metroen artean soilik da ugaria, gutxi gorabehera C19r gertakaria baino 400 ku lehenago. Emaidza hau garai hartako bioestratigrafia egiteko erabil liteke.

3) Aldaketak CaCO₃ edukian

Doktorego tesi honen zati bat irudien analisisian zentratu da, eta honek erraztu du CaCO₃-ren edukiaren eboluzioa interpretatzea, gertakari hipertermaletan zehar nanofosil karetsu espezie batzutan. Gorrondatxeko sekzioko C21r-H6 gertakarian zehar *Chiasmolithus solitus*-en masa/azalera indizea 2/3 murriztu zen, eta erdiko barrarik gabeko banakoen batezbesteko proportzioa % 3-tik % 12-ra handitu zen, % 35-erainoko baloreekin. Gainera, *Reticulofenestra minuta* eta *Toweius pertusus*-en masa/azalera indizeek joera berdina erakutsi zuten. Hortik ondorioztatzen da C21r-H6 gertakarian ozeano hondoko disoluzioa indartu zela. Disoluzioaren eragilea ziurrenik uraren pCO₂ igotzea da, Hegoaldeko ozeanoko *downwelling*-aren ahultzea, uren estratifikazioa handitzea eta CCD eta lisoklinaren igoera eragin zuena. Izatez, lisoklina Gorrondatxe kokatzen zen 1500 m-ko sakonera baino gorago kokatu zela uste da, nanofosil karetsuen disoluzio partziala eraginez.

Barinatxeko sekzioan apenas antzematen dira CaCO₃ edukiaren aldaketak nanofosil karetsuetan. Alabaina, esanguratsuak dira *C. solitus* eta *T. pertusus*-en masa/azalera indizeen balioak, Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarikoen berdintsuak baitira; gainera, erdiko barrarik gabeko *Chiasmolithus solitus*-en proportzioak etengabe gaintitzen du % 14-a. Hortik ondorioztatzen da Barinatxe etengabe lisoklinaren azpian kokatu zela.

Oyambren erdiko barrarik gabeko *C. solitus*-en proportzioa ez da % 3-ra iristen, etengabe lisoklinaren gainean kokatzen zela iradokiz, zeina bat datorren estimatutako 700 m-ko paleosakonerarekin. Aitzitik, *C. solitus*-en masa/azalera indizea Gorrondatxeko C21r-H6 gertakarikoaren berdintsua da. Baina *R. minuta*-ren kasuan, indizearen balioak Gorrondatxeko balio orokorrak baino handiagoak dira. Honek

gutziak pentsarazten du *C. solitus* espeziearen joera propioa izan zela Eozeno ertainean gutxiago kaltzifikatu izana.

4) Oszilazio klimatiko erregularrak

Oyambre da hiru sekzioetan bakarra bertan ziklo astronomikoen erregistroa ongi definitua dagoena. Maila txikieneko zikloak, ekinozioen prezesioak, kareharri eta tupen txandaketa arruntean islatzen dira. Tupetan nanofosil karetsu autoktonoen zein birlanduen ugaritasun handiagoa nabari da, eta baita taxoi meso-eutrofikoena ere, taxoi oligotrofiko batzuk gutxitzen diren bitartean. Emaizta hauek, CaCO_3 edukiaren gutxitzeak eta buztin mineralen ugaritzeak erakusten dute, tupak metatzen ziren garaietan ziklo hidrologikoa indartu egiten zela, eta ekarpen kontinental handiagoa zela, kokolitofoeren ekoizpena handituz. Kareharriak metatzen ziren garaietan, aldiz, kontrakoa gertatzen zen, urtaroen arteko diferentzia txikiagoak eraginda. Antzeko joerak eskala handiagoan ere nabaritzen dira, 400 ku-ko eszentrikotasun zikloekin lotuta. Badira karetsuagoak diren tarte zabalak, baldintza lehor eta oligotrofikoagoak iradokitzen dituztenak, klima bero eta oligotrofikoko nanofosil karetsuak ugariago direnak; eta badira tupatsuagoak diren tarte zabalak, klima hezeko garaiak erakusten dituztenak, eta taxoi meso-eutrofikoak ugariago direnak.

ESKER ONAK

Doktorego tesi hau idazten amaitu aurretik, autoreak zuzendarien lana eskertu nahiko luke. Dediakzio bikaina eta jakintza handia eskaini dute, ikerketa lana errazteko informazioa eta bitartekoak eskatu zaizkienean. Ez da xehetasunik pasa beren begietatik eta kalitatezko lan bat aurkezteko beharrezko pausuak markatu dituzte.

Doktorego hau aurrera eramateko ezinbestekoak izan dira baita Euskal Herriko Unibertsitatearen, Salamancako Unibertsitatearen, Estratigrafia eta Paleontologia sailaren, Master eta Doktorego eskolaren eta doktoretza programaren partehartzea. Horrez gain, entitateen finantzazioa eskertu nahi da, UPV/EHU-ri doktore-aurreko bekagatik, Eusko Jaurlaritzari IT-930-16 proiektuagatik eta Espainiako Gobernuari CGL2015-65404-R (MINECO/FEDER, EU) proiektuagatik.

Bestalde, eskerrak eman nahi zaizkie EHU/UPV-ko Estratigrafia eta Paleontologia saileko kide guztiei, mikroskopiari eta hornei, emandako laguntza eta izandako pazientziagatik, hurrenez hurren. Aldi berean, Salamancako Unibertsitateko Grupo de Geociencias Oceánicas-eko kide guztiei nire eskerrik beroenak departamenduan eta handik kanpo irakatsi didaten guztiagatik. Eskerrak baita lan hau irakurtzeko esfortzua egitea egokitu zaien epaimahaikideei.

Ez da ahuntzaren gauerdiko eztula izan doktoregoa hasi eta bukatzea eta bide horretan nire purrustaldiak eta nekeak sufritu dituzten guztiei keinu bat egin nahiko nieke, etxeoengandik eta munduko koadrila xebleenarengandik hasita, beranduegi ez izateko esperantzan. Besarkada handi bana nire aiton-amonei ere. Beraien sostenguaz gain, burutik kokolitoen irudiak kentzeko balio izan didate Zarauzko herrian izan ditudan saltsek, eta hori posible izatea ahalbidetzeagatik eskertu nahi nieke hurrengo guztiei: asteazkenetako gitarra taldea, Alproja antzerki taldea, Azken Portuko komisiyua, Arrano elkarteko kideak, Salvatore Mitxelenako kide eta ikasleak, euskaltzaleak, saltserak, bidaietan egindako lagunak... baina bereziki, herriaren eta giza eskubideen alde lan egiten duten guztiei.

Eta nola ez, beste mosketeroei.

BIBLIOGRAFIA

Lehen autorearen arabera alfabetikoki ordenatuak. Autore berdinaren erreferentzia bat baino gehiago dauden kasuetan, argitalpen urtearen arabera ordenatuak. Gehitu <https://doi.org/> DOI loturaren aurretik informazioa bilatu nahi bada.

Abels, H.A., Laurentano, V., Van Yperen, A.E., Hopman, T., Zachos, J.C., Lourens, L.J., Gingerich, P.D., Bowen, G.J., 2016. Environmental impact and magnitude of paleosol carbonate carbon isotope excursions marking five early Eocene hyperthermals in the Bighorn Basin, Wyoming. *Climate of the Past*, 12, 1151-1163. DOI: 10.5194/cp-12-1151-2016

Adelseck Jr., C.G., Geehan, G.W., Roth, P.H. 1973. Experimental evidence for the selective dissolution and overgrowth of calcareous nannofossils during diagenesis. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 2755-2762. DOI: 10.1130/0016-7606(1973)84<2755:EEFTSD>2.0.CO;2

Agnini, C., Muttoni, G., Kent, D.V., Rio, D., 2006. Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: The calcareous nannofossil response to climate variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 815-830. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.11.005

Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Tateo, F., Backman, J., Giusberti, L., 2007. Responses of calcareous nannofossil assemblages, mineralogy and geochemistry to the environmental perturbations across the Paleocene/Eocene boundary in the Venetian Pre-Alps. *Marine Micropaleontology*, 63, 19-38. DOI: 10.1016/j.marmicro.2006.10.002

Agnini, C., Macrì, P., Backman, J., Brinkhuis, H., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Rio, D., Sluijs, A., Speranza, F., 2009. An early Eocene carbon cycle perturbation at ~52.5 Ma in the Southern Alps: Chronology and biotic response. *Paleoceanography*, 24, 2209-2222. DOI: 10.1029/2008PA001649

Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J., Rio, D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47 (2), 131-181. DOI: 10.1127/0078-0421/2014/0042

Agnini, C., Spofforth, D.J.A., Dickens, G.R., Rio, D., Pälike, H., Backman, J., Muttoni, G., Dallanave, E., 2015. Stable isotope and calcareous nannofossil assemblage records for the Cicogna section: toward a detailed template of late Paleocene and early Eocene global carbon cycle and nannoplankton evolution. *Climate of the Past Discussions*, 11, 4329-4389. DOI: 10.5194/cp-12-883-2016

- Agnini, C., de Bernardi, B., Erba, E., 2017. Volume and carbonate production estimates of early Palaeogene calcareous nannofossils. *Lethaia*, 50 (1), 58-68. DOI: 10.1111/let.12176
- Alegret, L., Ortiz, S., Arenillas, I., Molina, E., 2010. What happens when the ocean is overheated? The foraminiferal response across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Spain). *Geological Society of America Bulletin*, 122 (9-10), 1616-1624. DOI: 10.1130/B30055.1
- Alexander, K., Meissner, K.J., Bralower, T.J., 2015. Sudden spreading of corrosive bottom water during the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience*, 8, 458-462. DOI: 10.1038/ngeo2430
- Alonso-Zarza, A.M., Armenteros, I., Braga, J.C., Muñoz, A., Pujalte, V., Ramos, E., Aguirre, J., Alonso-Gavilán, G., Arenas, C., Baceta, J.I., Carballeira, J., Calvo, J.P., Corrochano, A., Fornós, J.J., González, A., Luzón, A., Martín, J.M., Pardo, G., Payros, A., Pérez, A., Pomar, L., Rodríguez, J.M., Villena, J., 2002. Tertiary. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, UK, 293-334.
- Andruleit, H., Rogalla, U., Stäger, S., 2005. Living coccolithophores recorded during the onset of upwelling conditions off Oman in the western Arabian Sea. *JOURNAL OF NANNOPLANKTON RESEARCH*, 27 (1), 1-14. [http://ina.tmsoc.org/JNR/online/27/Andruleit et al JNR 27-1.pdf](http://ina.tmsoc.org/JNR/online/27/Andruleit%20et%20al%20JNR%2027-1.pdf)
- Archer, D. E., Maier-Reimer, E., 1994. Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 367, 260-264. DOI: 10.1038/367260a0
- Archer, D., 1996. An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea. *Global Biogeochemical Cycles*, 10, 159-174. DOI: 10.1029/2000GB001279
- Archer, D., 1999. Modeling CO₂ in the ocean: A review. In: Bouwman, A.F. (Ed.), *Scaling of Trace Gas Fluxes between Terrestrial and Aquatic Ecosystems and the Atmosphere*, *Developments in Atmospheric Science*, 24. Elsevier Sciences, Amsterdam, 169-184.
- Ariovich, D., 1980. An investigation into the role of light in the intracellular formation of coccoliths in *Hymenomonas carterae* (Braarud and Fagerland) Manton and Peterfi. Unpublished PhD Thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- Arostegi, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Carracedo, M., 2011. Late Cretaceous-Palaeocene mid-latitude climates: inferences from clay mineralogy of continental-coastal sequences (Tresp-Graus area, southern Pyrenees, N Spain). *Clay Minerals*, 46, 105-126. DOI: 10.1180/claymin.2011.046.1.105
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Bottjer, D., Scholle, P.A., 1984. Rhythmic bedding in Mesozoic-Cenozoic pelagic carbonate sequences: The primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles. In: Berger, A., Imbrie, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate Understanding the Response to Astronomical*

- Forcing. Reidel, Hingham, Mass., 1, 191-222. DOI: 10.1130/0091-7613(1986)14<153:RBIUCP>2.0.CO;2
- Atkinson, C.D., 1986. Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of Northern Spain. In: Wright, V.P. (Ed.), *Paleosols: Their Recognition and Interpretation*. Blackwell Science, Oxford, p. 139-179.
- Aubry, M.P., 1984. *Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton*. Micropaleontology Press, American Museum of Natural History, New York.
- Aubry, M.P., 1998. Early Paleogene Calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic amelioration. In: Aubry, M.-P., Lucas, S., Berggren, W.A. (Eds.), *Late Paleocene–early Eocene Biotic and Climatic Events in the Marine and Terrestrial Records*. Columbia University Press, New York, 158-201.
- Aubry, M.P., 2001. Provincialism in the photic zone during the LPTM. In: Ash, A. M., Wing, S. L. (Eds), *Climate and Biota of the Early Paleogene*. Internacional meeting, Wyoming, USA, 6.
- Aubry, M.P., 2009. A sea of Lilliputians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284 (1-2), 88-113. DOI: 10.1016/j.palaeo.2009.08.020
- Bach, L.T., Riebesell, U., Gutowska, M.A., Federwisch, L., Schulz, K.G., 2015. A unifying concept of coccolithophore sensitivity to changing carbonate chemistry embedded in an ecological framework. *Progress in Oceanography*, 135, 125-138. DOI: 10.1016/j.pocean.2015.04.012
- Backman, J., Shackleton, N.J., 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nanofossils from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. *Marine Micropaleontology*, 8, 141-170.
- Bains, S., Corfield, R.M., Norris, R.D., 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science*, 285, 724-727. DOI: 10.1126/science.285.5428.724
- Bains, S., Norris, R.D., Corfield, R.M., Faul, K.L., 2000. Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback, *Nature*, 407, 171-174. DOI: 10.1038/35025035
- Balch, W.M., Holligan, P.M., Ackleson, S.G., Voss, K.J., 1991. Biological and optical properties of mesoscale coccolithophore blooms in the Gulf of Maine. *Limnology and Oceanography*, 36, 629-643. DOI: 10.4319/lo.1991.36.4.0629
- Barnolas A., Pujalte, V., 2004. La Cordillera Pirenaica. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, Spain, 231-344.
- Barron, E.J., 1987. Eocene equator-to-pole surface ocean temperatures: A significant climate problem? *Paleoceanography*, 2, 729-739. DOI: 10.1029/PA002i006p00729

- Barron, E.J., Hay, W., Thompson, S., 1989. The hydrologic cycle: a major variable during Earth history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 75, 157-174. DOI: 10.1016/0031-0182(89)90175-2
- Baumann, K.H., Adrulleit, H., Boeckel, B., Geisen, M., Kinkel, H., 2005. The significance of extant coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface water temperature, and palaeoproductivity: a review. *Palaeontologische Zeitschrift*, 79, 93-112. DOI: 10.1007/BF03021756
- Beaufort, L., Probert, I., de Garidel-Thoron, T., Bendif, E.M., Ruiz-Pino, D., Metzl, N., Goyet, C., Buchet, N., Coupel, P., Grelaud, M., Rost, B., Rickaby, R.E., de Vargas, C., 2011. Sensitivity of coccolithophores to carbonate chemistry and ocean acidification. *Nature*, 476, 80-83. DOI: 10.1038/nature10295
- Beaufort, L., Barbarin, N., Gally, Y., 2014. Optical measurements to determine the thickness of calcite crystals and the mass of thin carbonate particles such as coccoliths. *Nature protocols*, 9, 633-642. DOI: 10.1038/nprot.2014.028
- Bellanca, A., Claps, M., Erba, E., Masetti, D., Neri, R., Premoli Silva, I., Venezia, F., 1996. Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian—Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 227-260. DOI: 10.1016/S0031-0182(96)00041-7
- Berger, W.H., 1967. Foraminiferal ooze: Solution at depths. *Science*, 156, 383-385. DOI: 10.1126/science.156.3773.383
- Berger, W.H., 1976. Biogenous deep-sea sediments: production, preservation and interpretation. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*, 5, 265-383.
- Berger, A.L., 1978. Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 2362-2367. DOI: 10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2
- Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B., 1984. *Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing*. Springer Science & Business Media, New York, 894 p.
- Bernaola, G., 2002. Los Nannofósiles calcáreos del Paleoceno en el Dominio Pirenaico: Bioestratigrafía, Cronoestratigrafía y Paleoecología. PhD Thesis, Universidad del País Vasco, Basque Country, 445 p.
- Bernaola, G., Nuño-Arana, Y., Payros, A., 2006a. Análisis bioestratigráfico del Eoceno Inferior de la sección de Barinatxe (Pirineos occidentales) mediante nanofósiles calcáreos. *Geogaceta*, 40, 175-178.
- Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E., Caballero, F., 2006b. Biomagnetostratigraphic analysis of the Gorrondatxe section (Basque Country, western Pyrenees): its significance for the

definition of the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 241, 67-109.

- Bernhard, J.M., Sen Gupta, B.K., 1999. Foraminifera in Oxygen-Depleted Environments. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*, Kluwer, Dordrecht, 201-216. DOI: 10.1007/0-306-48104-9_12
- Bernhard, J.M., Sen Gupta, B.K., 1999. Foraminifera in Oxygen-Depleted Environments. In: Sen Gupta, B.K. (Ed.), *Modern Foraminifera*, Kluwer, Dordrecht, 201-216. DOI: 10.1007/0-306-48104-9_12
- Bice, K.L., Marotzke, J., 2000. Warm climate dynamics. *GFF*, 122, 29-30. DOI: 10.1080/11035890001221029
- Bice, K.L., Marotzke, J., 2001. Numerical evidence against reversed thermohaline circulation in the warm Paleocene/Eocene ocean. *Journal of geophysical research*, 106 (C6), 11529-11542. DOI: 10.1029/2000JC000561
- Bice, K.L., Marotzke, J., 2002. Could changing ocean circulation have destabilized methane hydrate at the Paleocene/Eocene boundary? *Paleoceanography*, 17 (2), 8.1-8.12. DOI: 10.1029/2001PA000678
- Billard, C., 2004. What is new in coccolithophore biology? In: Thierstein, H. R., Young, J. R. (Eds.), *Coccolithophores-from molecular processes to global impact*. Springer, Berlin, 1-29. ISBN 9783540219286.
- Black, M., 1963. The fine structure of the mineral parts of coccolithophoridae. *Proceedings of the Linnean Society of London*, 174, 41-46. DOI: 10.1111/j.1095-8312.1963.tb00894.x
- Black, M., 1964. Creaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic seamounts. *Palaeontology*, 7, 306-316.
- Black, M., 1971. The systematic of coccoliths in relation to the palaeontological record. In: Funnell, B.M., Riedel, W.R. (Eds.), *The Micropaleontology of Oceans*, Cambridge University Press, 611-624.
- Black, M., 1972. Crystal development in Discoasteraceae and Braarudosphaeraceae (planktonic algae). *Paleontology*, 15, 276-489.
- Bohaty, S. M., Zachos, J.M., 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31, 1017-1020. DOI: 10.1130/G19800.1
- Boillot, G., Malod, J., 1988. The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 195-316.
- Bolton, C.T., Hernández-Sánchez, M.T., Fuertes, M.A., González-Lemos, S., Abrevayal, L., Mendez-Vicente, A., Flores, J.A., Probert, I., Giosan, L., Johnson, J., Stoll, H.M., 2016. Decrease in coccolithophore calcification and CO₂ since the middle Miocene. *Nature Communications*, 7, 10284. DOI: 10.1038/ncomms10284

- Bornemann, A., Norris, R.D., Lyman, J.A., d'Haenens, S., Groeneveld, J., Röhl, U., Farley, K.A., Speijer, R.P., 2014. Persistent environmental change after the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in the eastern North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 394, 70-81. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.03.017
- Boudreaux, J.E., Hay, W.W., 1969. Calcareous nannoplankton and biostratigraphy of the Late Pliocene-Pleistocene-Recent sediments in the Submarex cores. *Revista Española de Micropaleontología*, 1, 249-292.
- Bowen, G.J., Beerling, D.J., Koch, P.L., Zachos, J.C., Quattlebaum, T., 2004. A humid climate state during the Palaeocene/Eocene Thermal Maximum. *Nature* 432, 495-499. DOI: 10.1038/nature03115
- Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, British micropaleontological society publication series, Chapman & Hall, Kluwer Academic & Lipincott-Raven Publishers, London. ISBN 13: 978-9401060561
- Bown, P. R., Lees, J. A., Young, J. R., 2004. Calcareous nannoplankton evolution and biodiversity through time. In: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*. Springer, New York, 481-508. DOI: 10.1007/978-3-662-06278-4_18
- Bown, P.R., 2005. Palaeogene calcareous nannofossils from the Kilwa and Lindi areas of coastal Tanzania (Tanzania Drilling Project 2003-4). *Journal of Nannoplankton Research*, 27 (1), 21-95.
- Bralower, T.J., Zachos, J. C., Thomas, E., Parrow, M., Paull, C. K., Kelly, D.C., Premoli Silva, I., Sliter, W.V., Lohmann, K.C., 1995. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific ocean: Stable isotopes recorded at ODP Site 865, Allison Guyot. *Paleoceanography*, 10, 841-865.
- Bralower, T.J., 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Nannofossil assemblage data from ocean drilling program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, 17 (2), 1029-1042. DOI: 10.1029/2001PA000662
- Bralower, T.J., Kelly, D.C., Gibbs, S.J., Farley, K., Eccles, L., Lindemann, T.L., Smith, G.J., 2014. Impact of dissolution on the sedimentary record of the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Earth Planetary Science Letters*, 401, 70-82. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.05.055
- Bramlette, M.N., 1958. Significance of coccolithophores in calcium carbonate deposition. *Geological Society of America bulletin*, 69, 121-126.
- Bramlette, M.N., Sullivan, F.R., 1961. Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropaleontology*, 7, 129-174. DOI: 10.2307/1484276
- Brand, L.E., Guillard, R.R.L., 1981. The effects of continuous light and light intensity on the reproduction rates of twenty-two species of marine phytoplankton. *Journal of Exp. Mar. Biol. and Ecol.*, 50, 119-132. DOI: 10.1016/0022-0981(81)90045-9

- Brand, L.E., 1984. The salinity tolerance of forty-six marine phytoplankton isolates. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 18, 543-556. DOI: 10.1016/0272-7714(84)90089-1
- Brand, L.E., 1994. Physiological ecology of marine coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), 1994. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 39-50. ISBN: 0-521-38050-2.
- Brass, G.W., Southam, J.R., Peterson, W.H., 1982. Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, 296, 620-623. DOI: 10.1038/296620a0
- Brinkhuis, H., Schouten, S., Collinson, M.C., Sluijs, A., Damsté, J.S.S., Dickens, G.R., Huber, M., Cronin, T.M., Onodera, J., Takahashi, K., Bujak, J.P., Stein, R., Burgh, J., Eldrett, J.S., Harding, I.C., Lotter, A.F., Sangiorgi, F., Cittert, H.K., Leeuw, J.W., Matthiessen, J., Backman, J., Moran, K., and the Expedition 302 Scientists, 2006. Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean. *Nature*, 441, 606-609. DOI: 10.1038/nature04692
- Broecker, W.S., 1974. *Chemical Oceanography*. Harcourt, Brace, Jovanovich, New York. ISBN: 978-0-155-06437-9
- Broecker, W.S., Peng, T.H., 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, 689 p.
- Broecker, W.S., Clark, E., 1999. CaCO₃ size distribution: A paleocarbonate ion proxy? *Paleoceanography*, 14 (5), 596-604. DOI: 10.1029/1999PA900016
- Broecker, W., Clark, E., 2009. Ratio of coccolith CaCO₃ to foraminifera CaCO₃ in late Holocene deeper-sea sediments. *Paleoceanography* 24, PA3205. DOI: 10.1029/2009PA001731
- Brown, C.W., Yoder, J.A., 1994. Coccolithophorid blooms in the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C4), 7467-7482. DOI: 10.1029/93JC02156
- Bryan, F. O., Danabasoglu, G., Nakashiki, N., Yoshida, Y., Kim, D.H., Tsutsui, J., Doney, S.C., 2006. Response of the North Atlantic thermohaline circulation and ventilation to increasing carbon dioxide in CCSM3. *Journal of Climate*, 19, 2382-2397. DOI: 10.1175/JCLI3757.1
- Bukry, D., 1969. Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. *Kansas University Paleontology Contributions*, Article 51 (Protista 2), Kansas University, U.S.A., 79 p.
- Bukry, D., 1971. Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. *Transactions of San Diego Society of Natural History*, 16, 303-327.
- Bukry, D., Percival, S.F., 1971. New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, 8, 123-146.
- Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Reports of the Deep Sea drilling Project*, 15, 685-703.

- Bukry, D., 1981. Cenozoic coccoliths from the Deep Sea Drilling Project. Special Publications of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 32, 335-353.
- Cachão, M., Drago, T., Silva, A.D., Moita, T., Oliveira, A., Naughton, F., 2002. The secret (estuarine?) life of *Helicosphaera carteri*: Preliminary results. Journal of Nannoplankton Research 24, 76-77.
- Calbet, A., Landry, M.R., 2004. Phytoplankton Growth, Microzooplankton Grazing, and Carbon Cycling in Marine Systems. Limnology and Oceanography, 49 (1), 51-57. DOI: 10.4319/lo.2004.49.1.0051
- Caldiera, K., Wickett, M.E., 2003. Anthropogenic carbon and ocean pH. Nature 425, 365. DOI: 10.1038/425365a
- Caldeira, K., Wickett, M.E., 2005. Ocean model predictions of chemistry changes from carbon dioxide emissions to the atmosphere and ocean. Journal of Geophysical Research, 110, C09S04. DOI: 10.1029/2004JC002671
- Carlson, H., Caballero, R., 2017. Atmospheric circulation and hydroclimate impacts of alternative warming scenarios for the Eocene. Climate of the Past, 13, 1037-1048. DOI: 10.5194/cp-13-1037-2017
- Carmichael, M.J., Lunt, D.J., Huber, M., Heinemann, M., Kiehl, J., Le Grande, A., Loptson, C.A., Roberts, C.D., Sagoo, N., Shields, C., Valdes, P.J., Winguth, A.M.E., Winguth, C., Pancost, R.D., 2016. A model-model and data-model comparison for the early Eocene hydrological cycle. Climate of the Past, 12, 455-481. DOI: 10.5194/cp-12-455-2016
- Chen, M.P., Sieh, K.S., 1982. Recent nannofossil assemblages from Sunda shelf to abyssal plain, South China Sea. Proceedings of the National Science Council, China, 6 (4), 250-285.
- Choukroune, P., ECORS Team, 1989. The ECORS deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. Tectonics, 8, 23-39.
- Cole, J.J., Honjo, S., Erez, J., 1987. Benthic decomposition of organic matter at a deep-water site in the Panama Basin. Nature, 327 (6124), 703-704.
- Colosimo, A.B., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 2006. Evidence for lysocline shoaling at the Paleocene/Eocene Thermal Maximum on Shatsky Rise, Northwest Pacific. Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results, 198, 1-36. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.198.112.2006
- Cooper T.F., De'Ath, G., Fabricius K.E., Lough J.M., 2008. Declining coral calcification in massive Porites in two nearshore regions of the northern Great Barrier Reef. Global Change Biology, 14 (3), 529-38. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2007.01520.x
- Cope, J.T., Winguth, A.M.E., 2011. On the sensitivity of ocean circulation to arctic freshwater input during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum. Palaeog., Palaeoc., Palaeoe., 306 (1-2), 82-94. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.03.032

- Cramer, B.S., Wright, J.D., Kent, D.V., Aubry, M.P., 2003. Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene - early Eocene (chrons C24n-C25n). *Paleoceanography*, 18 (4), 1097-1117. DOI: 10.1029/2003PA000909
- Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G., 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography*, 24, PA4216. DOI: 10.1029/2008PA001683
- Cronin, T.M., 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press, New York, 560 p.
- De Boer, P.L., 1991. Pelagic black shale-carbonate rhythms: orbital forcing and oceanographic response. In: (Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, p. 63-78.
- De Boer, P.L., Smith, D.G., 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. In: De Boer, P.L., Smith, D.G. (Eds.), *Orbital forcing and cyclic sequences*. Special Publication International Association of Sedimentologists, 19, Blackwell, p. 1-14. DOI: 10.1002/9781444304039
- De Conto, R.M., Galeotti, S., Pagani, M., Tracy, D., Schaefer, K., Zhang, T., Pollard, D., Beerling, D.J., 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost, *Nature*, 484 (7392), 87-91. DOI: 10.1038/nature10929
- Dedert, M., Stoll, H.M., Kroon, D., Shimizu, N., Kanamaru, K., Ziveri, P., 2012. Productivity response of calcareous nannoplankton to Eocene Thermal Maximum 2 (ETM2). *Climate of the Past*, 8, 977-993. DOI: 10.5194/cp-8-977-2012
- Dedert, M., Stoll, H., Kars, S., Young, J.R., Shimizu, N., Kroon, D., Lourens, L., Ziveri, P., 2014. Temporally variable diagenetic overgrowth on deep-sea nannofossil carbonates across Palaeogene hyperthermals and implications for isotopic analyses. *Marine Micropaleontology*, 107, 18-31. DOI: 10.1016/j.marmicro.2013.12.004
- Deflandre, G., 1947. *Braarudosphaera* nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridés actuels à éléments composites. *Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences*, 225, 439-441.
- Deflandre, G., 1952. Classe des Coccolithophoridés. (Coccolithophoridae. Lohmann, 1902). In: Grassé, P.P. (Ed.), *Traite de Zoologie*. Masson, Paris, 439-470.
- Deflandre, G. Fert, C., 1954. Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. *Annales Paléontologie*, 40, 115-176.
- De Kaenel, E.P., Villa, G., 1996. Oligocene-Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecology from the Iberia Abyssal Plain. IN: WHITMARSH, R.B., SAWYER, D.S., KLAUS, A., MASSON, D.G. (EDS.), *PROCEEDINGS OF THE OCEAN DRILLING PROGRAM, SCIENTIFIC RESULTS, COLLEGE STATION, TX (OCEAN DRILLING PROGRAM)*, 149, 79-145. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.149.208.1996

- Dennison, J.M., Hay, W.W., 1967. Estimating the needed sampling area for subaquatic ecologic studies. *Journal Paleontology* 41, 706-708.
- D'Haenens, S., Bornemann, A., Stassen, P., Speijer, R.P., 2012. Multiple early Eocene benthic foraminiferal assemblage and $\delta^{13}\text{C}$ fluctuations at DSDP Site 401 (Bay of Biscay—NE Atlantic), *Marine Micropaleontology*, 88-89, 15-35. DOI: 10.1016/j.marmicro.2012.02.006
- D'Haenens, S., Bornemann, A., Claeys, P., Röhl, U., Steurbaut, E., Speijer, R.P., 2014. A transient deep-sea circulation switch during Eocene Thermal Maximum 2, *Paleoceanography*, 29, 2567-2585. DOI: 10.1002/2013PA002567
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10, 965-971. DOI: 10.1029/95PA02087
- Dickens, G.R., Castillo, M.M., Walker, J.C.G., 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, 25, 259-262. DOI: 10.1130/0091-7613(1997)025<0259:ABOGIT>2.3.CO;2
- Dickens, G.R., 2003. Rethinking the global carbon cycle with a large dynamic and microbially mediated gas hydrate capacitor. *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 169-183. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00325-X
- Dickens, G.R., 2011. Down the Rabbit Hole: toward appropriate discussion of methane release from gas hydrate systems during the Paleocene-Eocene thermal maximum and other past hyperthermal events. *Climate of the Past*, 7, 831-846. DOI: 10.5194/cp-7-831-2011
- Dinarès-Turell, J., Baceta, J.I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., 2002. Magnetostratigraphic and cyclostratigraphic calibration of a prospective Paleocene-Eocene stratotype at Zumaia (Basque basin, Northern Spain). *Terra Nova*, 34, 279-290.
- Dinarès-Turell, J., Martínez-Braceras, N., Payros, A., 2018. High-resolution integrated cyclostratigraphy from the Oyambre section (Cantabria, N Iberian Peninsula): constraints for orbital tuning and correlation of middle Eocene Atlantic deep-sea records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19 (3), 787-806. DOI: 10.1002/2017GC007367.
- Di Nocera, S., Scandone, P., 1977. Triassic nannoplankton limestones of deep basin origin in the central Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21, 101-111. DOI: 10.1016/0031-0182(77)90008-6
- Ditchfield, P., Marshall, J.D., 1989. Isotopic variation in rhythmically bedded chalks - paleotemperature variation in the upper-cretaceous. *Geology*, 17, 842-845. DOI: 10.1130/0091-7613(1989)017<0842:IVIRBC>2.3.CO;2
- Dmitrenko, O.B., 1985. The regularities of distribution of calcareous nannoplankton in bottom sediments of north-west part of Indian Ocean (Zakonomernosti

raspredileniya izvestkovogo nannoplanktona v donnyx osadkakh severo-zapanyo chasti indiysskogo okeana). *Okeanologia*, 25, 483-488.

- Doney, S.C., Fabry, V.J., Feely, R.A., Kleypas, J.A., 2009. Ocean acidification: The other CO₂ problem. *Annual Review of Marine Science*, 1, 169-192. DOI: 10.1146/annurev.marine.010908.163834
- D'Onofrio, R., Luciani, V., Fornaciari, E., Giusberti, L., Boscolo Galazzo, F., Dallanave, E., Westerhold, T., Sprovieri, M., Telch, S., 2016. Environmental perturbations at the early Eocene ETM2, H2 and I1 events as inferred by Tethyan calcareous plankton (Terche section, northeastern Italy). *Paleoceanography*, 31, 1225-1247. DOI: 10.1002/2016PA002940
- Dunkley Jones, T., Lunt, D.J., Schmidt, D.N., Ridgwell, A., Sluijs, A., Valdes, P.J., Maslin, M., 2013. Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth Science Reviews*, 125, 123-145. DOI:10.1016/j.earscirev.2013.07.004
- ECORS Pyrenees Team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-511.
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Suganuma, Y., 2007. No extreme bipolar glaciation during the main Eocene calcite compensation shift. *Nature*, 448, 908-911. DOI: 10.1038/nature06053
- Edwards, A.R., 1973. Calcareous nannofossils from the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 21. *Initial Reports of the Deep Sea drilling Project*, 21, 641-691.
- Egger, H., Homayoun, M., Huber, H., Roegl, F., Schmitz, B., 2005. Early Eocene climatic, volcanic, and biotic events in the northwestern Tethyan Untersberg section, Austria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217(3-4), 243-264. DOI: 10.1016/j.palaeo.2004.12.006
- Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A., 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 955 p. ISBN: 3540527842
- Emery, K.O., Uchupi, E. 1984. *The geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York, 1050 p. DOI: 10.4319/lo.1986.31.3.0669
- Eppley, R.W., Holmens, R.W., Strickland, J.D.H., 1967. Sinking rates of marine phytoplankton measured with a fluorometer. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 1, 191-208. DOI: 10.1016/0022-0981(67)90014-7
- Exon, N.F., Kennett, J.P., Malone, M.J., 2004. *Proceedings ODP, Scientific Results*, 189. College Station, TX (Ocean Drilling Program). DOI: 10.2973/odp.proc.sr.189.2004
- Faris, M., Abdelghany, O., Zahran, E., 2014. Upper Maastrichtian to Lutetian nannofossil biostratigraphy, United Arab Emirates, west of the Northern Oman Mountains. *Journal of African Earth Sciences*, 93, 42-56. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2013.12.008

- Fine, M., Tchernov, D., 2007. Scleractinian coral species survive and recover from decalcification. *Science*, 315, 1811. DOI: 10.1126/science.1137094
- Fioroni, C., Villa, G., Persico, D., Wise, S.W., Pea, L., 2012. Revised middle Eocene-upper Oligocene calcareous nannofossil biozonation for the Southern Ocean. *Revue de Micropaléontologie*, 55 (2), 53-70. DOI: 10.1016/j.revmic.2012.03.001
- Firth, J.V., Eldrett, J.S., Harding, I.C., Coxall, H.K., Wade, B.S., 2012. Palaeoceanographic events from high to low latitudes of ODP Hole 647A: implications for correlating integrated biomagnetostratigraphy for the Palaeogene. Geological Society, London, Special Publications, 373.
- Flores, J.A., Sierro, F.J., Raffi, I., 1995. Evolution of the calcareous nannofossil assemblage as a response to the paleoceanographic changes in the eastern equatorial Pacific Ocean from 4 to 2 Ma, Leg 138, sites 849 and 852. In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 138*. College Station, Texas, 163-176. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.138.109.1995
- Flores, J.A., Sierro, F.J., 1997. Revised technique for calculation of calcareous nannofossil accumulation rates. *Micropaleontology*, 43, 321-324.
- Flores J.A., Sierro F.J., 2013. Coccolithophores. In: Elias, S.A. (Ed.), *The Encyclopedia of Quaternary Science*, 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 783-794
- Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., Bolla, E.M., Valvasoni, E., 2010. Mid-Latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy*, 7 (4), 229-264.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., Van Dorland, R., 2007. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 131-234.
- Frada, M., Percopo, I., Young, J., Zingone, A., De Vargas, C., Probert, I., 2009. First observations of heterococcolithophore–holococcolithophore life cycle combinations in the family Pontosphaeraceae (Calcihaptophycidae, Haptophyta). *Marine Micropaleontology*, 71, 20-27. DOI: 10.1016/j.marmicro.2009.01.001
- Frankignoulle M., Gattuso J.P., 1993. Air-Sea CO₂ Exchange in Coastal Ecosystems. In: Wollast R., Mackenzie F.T., Chou L. (Eds), *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change. NATO ASI Series (Series I: Global Environmental Change)*, 4, Springer, Berlin, Heidelberg, 233-248. DOI: 10.1007/978-3-642-76064-8_9
- Frieling, J., Svensen, H.H., Planke, S., Cramwinckel, M.J., Selnes, H., Sluijs, A., 2016. Thermogenic methane release as a cause for the long duration of the PETM.

Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 113 (43), 12059-12064. DOI: 10.1073/pnas.1603348113

- Fuertes, M.A., Flores, J.A., Sierro, F.J., 2014: The use of circularly polarized light for biometry, identification and estimation of mass of coccoliths. *Marine Micropaleontology*, 113, 44-55.
- Funnell, B.M., Smith, G., 1968. Opening of the Atlantic Ocean. *Nature*, 219, 1328-1333. DOI: 10.1038/2191328a0
- Galeotti, S., Krishnan, S., Pagani, M., Lanci, L., Gaudio, A., Zachos, J.C., Monechi, S., Morelli, G., Lourens, L., 2010. Orbital chronology of early Eocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 192-200. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.12.021
- Galeotti, S., Moretti, M., Sabatino, N., Sprovieri, M., Ceccatelli, M., Francescone, F., Lanci, L., Laurentano, V., Monechi, S., 2017. Cyclochronology of the Early Eocene carbon isotope record from a composite Contessa Road-Bottaccione section (Gubbio, central Italy). *Newsletter on Stratigraphy*, 50 (3), 231-244. DOI: 10.1127/nos/2017/0347
- Gardner, W.D., Hinga, K.R., Marra, J., 1983. Observations on the degradation of biogenic material in the deep ocean with implications on accuracy of sediment trap fluxes. *Journal of Marine Research*, 41 (2), 195-214. DOI: 10.1357/002224083788520180
- Gartner, S.Jr, 1969. Two new calcareous nannofossils from the Gulf Coast Eocene. *Micropaleontology*, 15, 31-34. DOI: 10.2307/1484858
- Gartner, S.Jr, Bukry, D., 1969. Tertiary holococcoliths. *Journal of Paleontology*, 43, 1213-1221.
- Gartner, S., 1981. Calcareous nannofossils in marine sediments. In: Emiliani, C. (Ed.), *The Sea: The Oceanic Lithosphere*, 7. John Wiley, New York, 1145-1177.
- Geisen, M., Billard, C., Broerse, A.T.C., Cros, L., Probert, I., Young, J.R., 2002. Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: Intraspecific variation or cryptic speciation? *European Journal of Phycology*, 37, 531-550.
- Geitzenauer, K.R., Roche, M.B., McIntyre, A., 1977. Coccolith biogeography from North Atlantic and Pacific surface sediments. In: Ramsey, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropalaeontology*. Academic Press, London, 973-1008.
- Gertsch, B., Adatte, T., Keller, G., Tantawy, A.A.A., Berner, Z., Mort, H.P., Fleitmann, D., 2010. Middle and late Cenomanian oceanic anoxic events in shallow and deeper shelf environments of western Morocco. *Sedimentology*, 57, 1430-1462. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2010.01151.x
- Gibbs, S.J., Shackleton, N.J., Young, J.R., 2004. Identification of dissolution patterns in nannofossil assemblages: A high-resolution comparison of synchronous records from Ceara Rise, ODP Leg 154. *Paleoceanography*, 19, PA1029. DOI: 10.1016/j.marmicro.2003.09.002

- Gibbs, S.J., Bralower, T.J., Bown, P.R., Zachos, J.C., Bybell, L.M., 2006. Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene–Eocene thermal maximum: implications for global productivity gradients. *Geology*, 34 (4), 233–236. DOI: 10.1130/G22381.1
- Gibbs, S.J., Stoll, H.M., Bown, P.R., Bralower, T.J., 2010. Ocean acidification and surface water carbonate production across the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 583–592. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.04.044
- Gibbs, S.J., Poulton, A.J., Bown, P.R., Daniels, C.J., Hopkins, J., Young, J.R., Jones, H.L., Thiemann, G.J., O’Dea, S.A., Newsam, C., 2013. Species-specific growth response of coccolithophores to Palaeocene–Eocene environmental change. *Nature Geoscience*, 6, 218–222. DOI: 10.1038/ngeo1719
- Gibbs, S.J., Bown, P.R., Ridgwell, A., Young, J., Poulton, A., O’Dea, S.A., 2015. Ocean warming, not acidification, controlled coccolithophore response during past greenhouse climate change. *Geology*, 44 (1), 59–62. DOI: 10.1130/G37273.1
- Giraldo-Gómez, V.M., Linnert, C., Podlaha, O.G., Mutterlose, J., 2016. Response of calcareous nannofossils to the Paleocene–Eocene thermal maximum from a shelf section in Jordan. *Marine Micropaleontology*, 127, 11–25. DOI: 10.1016/j.marmicro.2016.07.003
- Girardeau, J., Mercier, J.C.C., Yougong, Z., 1985. Origin of the Xigaze ophiolite, Yarlung suture zone, southern Tibet. *Tectonophysics*, 119, 407–433. DOI: 10.1016/0040-1951(85)90048-4
- Giusberti, L., Rio, D., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E., Tateo, F., Oddone, M., 2007. Mode and tempo of the Paleocene–Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (3–4), 391–412. DOI: 10.1130/B25994.1
- Giusberti, L., Coccioni, R., Sprovieri, M., Tateo, F., 2009. Perturbations at the sea-floor during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: evidence from benthic foraminifera at Contessa Road, Italy. *Marine Micropaleontology*, 70, 102–119. DOI: 10.1016/j.marmicro.2008.11.003
- Gradstein, F. M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K. DOI: 10.4095/215638
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 1176 p. ISBN-13: 978-0444594259
- Green, J.C., Heimdal, B.R., Paasche, E., Moate, R., 1998. Changes in calcification and the dimensions of coccoliths of *Emiliana huxleyi* (Haptophyta) grown at reduced salinities. *Phycologia*, 37, 121–131. DOI: 10.2216/i0031-8884-37-2-121.1
- Guillard, R.R.L., Kilham, P., 1977. The ecology of marine planktonic diatoms. In: Werner, D., (Ed.), *The Biology of Diatoms*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 372–469.

- Guiraud, R., Bellion, Y., 1996. Late Carboniferous to Recent Geodynamic Evolution of the West Gondwanian Cratonic Tethyan Margins. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The ocean basins and margins, Volume 8, The Tethys Ocean*, Springer Science + Business Media, New York, 101-124. DOI: 10.1007/978-1-4899-1558-0
- Hallam, A., 1989. The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates. *Philosophical transactions of the Royal Society B*, 325, 1228. DOI: 10.1098/rstb.1989.0098
- Hancock, H. J. L., Dickens, G.R., Thomas, E., Blake, K.L., 2007. Reappraisal of early Paleogene CCD curves: Foraminiferal assemblages and stable carbon isotopes across the carbonate facies of Perth Abyssal Plain. *International Journal of Earth Sciences*, 95, 925-946. DOI: 10.1007/s00531-006-0144-0
- Haq, B.U., Lohman, G.P., 1976. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 1, 119-194. DOI: 10.1016/0377-8398(76)90008-6
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sealevel-changes; An Integrated Approach*, Special Publication-Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42, 71-108. DOI: 10.2110/pec.88.01.0071
- Harris, G.P., 1986. *Phytoplankton Ecology: Structure, Functions, and Fluctuations*. Chapman and Hall, London, 327 p. ISBN: 978-94-009-3165-7
- Hassenkam, T., Johnsson, A., Bechgaard, K., Stipp, S.L., 2011. Tracking single coccolith dissolution with pictogram resolution and implications for CO₂ sequestration and ocean acidification. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108 (21), 8571-8576. DOI: 10.1073/pnas.1009447108
- Hay, W.W., Towe, K.M., 1962. Electron microscope examination of some coccoliths from Donzacq (France). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 55, 497-517.
- Hay, W.W., 1977. Calcareous nannofossils. In: Ramsay, A.T.S (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, 1055-1200.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132. DOI: 10.1126/science.194.4270.1121
- Held, I.M., Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19, 5686-5699. DOI: 10.1175/JCLI3990.1
- Henderiks, J., 2008. Coccolithophore size rules – Reconstructing ancient cell geometry and cellular calcite quota from fossil coccoliths. *Marine Micropaleontology*, 67, 143-154. DOI: 10.1016/j.marmicro.2008.01.005
- Henderiks, J., Pagani, M., 2008. Coccolithophore cell size and the Paleogene decline in atmospheric CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*, 269 (3-4), 576-584. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.03.016

- Herold, N., Buzan, J., Seton, M., Goldner, A., Green, J.A.M, Müller, R.D., Markwick, P., Huber, M., 2014. A suite of early Eocene (~ 55 Ma) climate model boundary conditions. *Geoscientific Model Development*, 7, 2077-2090. DOI: 10.5194/gmd-7-2077-2014
- Hibberd, D.J., 1976. The ultrastructure and taxonomy of the Chrysophyceae and Prymnesiophyceae (Haptophyceae): survey with some new observations on the ultrastructure of the Chrysophyceae. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 72, 55-80. DOI: 10.1111/j.1095-8339.1976.tb01352.x
- Hibbard, D.J., 1980. Prymnesiophytes (=Haptophytes). In: Cox, E.R. (Ed.), *Phytoflagellates*, Elsevier North Holland, New York, 273-318.
- Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2006. Beyond methane: towards a theory for the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 3-4, 523-537. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.03.009
- Hines, F.M., 1985. Sedimentation and tectonics in North-West Santander. In: Milá, M.D., Rosell, J. (Eds.), 6th European Regional Meeting, Excursion Guidebook. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida, p. 371-392. DOI: ora.ox.ac.uk/objects/uuid%3A1d1f8c32-9fd3-44a5-ba6a-d963fa9868c0
- Hoefs, J., 2015. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Science & Business Media, Switzerland, 389 p. ISBN: 978-3-540-70708-0
- Holligan, P.M., Viollier, M., Harbour, D.S., Camus, P., Champagne-Philippe, M., 1983. Satellite and ship studies of coccolithophore production along a continental shelf edge. *Nature*, 304, 339-342. DOI: 10.1038/304339a0
- Hönisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D.N., Thomas, E., Gibbs, S.J., Sluijs, A., Zeebe, R., Kump, L., Martindale, R.C., Greene, S.E., Kiessling, W., Ries, J., Zachos, J.C., Royer, D.L., Barker, S., Marchitto Jr., T.M., Moyer, R., Pelejero, C., Ziveri, P., Foster, G.L., Williams, B., 2012. The geological record of ocean acidification. *Science*, 335, 1058-1063. DOI: 10.1126/science.1208277
- Honjo, S., Okada, H., 1974. Community structure of coccolithophores in the photic layer of the mid-Pacific. *Micropaleontology*, 20 (2), 209-230.
- Honjo, S., 1975. Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. In: Sliter, W.B., Bé, A.W.H., Berger, W.H. (Eds.), *Dissolution of Deep-Sea Carbonates*, Foraminiferal Research, Special Publications, 13, Cushman Found, 115-128.
- Honjo, S., 1976. Coccoliths: production, transportation, and sedimentation. *Marine Micropaleontology*, 1, 65-79. DOI: 10.1016/0377-8398(76)90005-0
- Honjo, S., 1977. Biogeography and provincialism of living coccolithophorids. In: Ramsey, A.T.S. (Ed.), *Oceanic Micropalaeontology*, Academic Press, London, 951-972.
- Honjo, S., Roman, M.R., 1978. Marine copepod fecal pellets: production, preservation and sedimentation. *Journal of Marine Research*, 36, 45-57.

- Honjo, S., Manganini, S.J., Cole, J.J., 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 29, 609-625. DOI: 10.1016/0198-0149(82)90079-6
- Hopkins, J., Henson, S.A., Painter, S.C., Tyrrell, T., Poulton, A.J., 2015. Phenological characteristics of global coccolithophore blooms. *Global Biogeochemical Cycles*, 29, 239-253. DOI: 10.1002/2014GB004919
- House, M.R., Gale, A.S., 1995. *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. The Geological Society, London, 210 p. ISBN: 1-897799-23-3
- Hovan, S.A., Rea, D.K., 1992. Paleocene/Eocene boundary changes in atmospheric and oceanic circulation: A Southern Hemisphere record. *Geology*, 20 (1), 15-18. DOI: 10.1130/0091-7613(1992)020<0015:PEBCIA>2.3.CO;2
- Huber, M., Brinkhuis, H., Stickley, C.E., Döös, K., Sluijs, A., Warnaar, J., Schellenberg, S.A., Willims, G.L., 2004. Eocene circulation of the Southern Ocean: Was Antarctica kept warm by subtropical waters? *Paleoceanography*, 19, PA4026. DOI: 10.1029/2004PA001014
- Huber, M., Caballero, R., 2011. The early Eocene equable climate problem revisited. *Climate of the Past*, 7, 603-633. DOI: 10.5194/cp-7-603-
- Hulbert, E.M., 1963. The diversity of phytoplanktonic populations in oceanic, coastal, and estuarine regions. *Journal of Marine Research*, 2, 81-93.
- Hulbert, E.M., 1967. A note on regional differences in phytoplankton during a crossing of the southern North Atlantic Ocean in January, 1967. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 14, 685-690. DOI: 10.1016/S0011-7471(67)80006-8
- Hüneke, H., Henrich, R., 2011. Pelagic sedimentation in modern and ancient oceans. In: Hüneke, H., Mulder, T. (Eds.), *Seep-Sea Sediments*. Elsevier, Amsterdam, p. 215-352. DOI: 10.1016/B978-0-444-53000-4.00004-4
- Iglesias-Rodriguez, M.D., Halloran, P.R., Rickaby, R.E.M., Hall, I.R., Colmenero-Hidalgo, E., Gittins, J.R., Green, D.R.H., Tyrrell, T., Gibbs, S.J., Von Dassow, P., Rehm, E., Armbrust, E.V., Boessenkool, K.P., 2008. Phytoplankton calcification in a high-CO₂ world. *Science*, 320, 336-340. DOI: 10.1126/science.1154122
- Intxauspe-Zubiaurre, B., Payros, A., Flores, J.A., Apellaniz, E., 2017a. Changes to sea-surface characteristics during the middle Eocene (47.4 Ma) C21r-H6 event: evidence from calcareous nannofossil assemblages of the Gorrondatxe section (western Pyrenees). *Newsletters on Stratigraphy*, 50 (3), 245-267. DOI: 10.1127/nos/2017/0305
- Intxauspe-Zubiaurre, B., Flores, J.A., Payros, A., 2017b. Variations to calcareous nannofossil CaCO₃ content during the middle Eocene C21r-H6 hyperthermal event (~47.4 Ma) in the Gorrondatxe section (Bay of Biscay, western Pyrenees). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 487, 296-306. DOI: 10.1016/j.palaeo.2017.09.015

- Intxauspe-Zubiaurre B., Flores, J.A., Payros A., Dinarès-Turell, J., Martínez-Braceras, N., 2018a. Variability in the calcareous nannofossil assemblages in the Barinatxe section (Bay of Biscay, western Pyrenees) during an early Eocene climatic perturbation (~54.2 ma). In: Amayuelas, E., Bilbao-Lasa, P., Bonilla, O., del Val, M., Errandonea-Martin, J., Garate-Olave, I., García-Sagastibelza, A., Intxauspe-Zubiaurre, B., Martinez-Braceras, N., Perales-Gogenola, L., Ponsoda-Carreres, M., Portillo, H., Serrano, H., Silva-Casal, R., Suárez-Bilbao, A., Suarez-Hernando, O. (Eds.), *Life finds a way*, Gasteiz, p. 21-24. URL: https://ejip2018.webnode.es/_files/200000206-1a7f71b7c4/LIBRO_ABSTRACTS_COMPLETO.compressed.pdf
- Intxauspe-Zubiaurre, B., Martínez-Braceras, N., Payros, A., Ortiz, S., Dinarès-Turell, J., Flores, J.A., 2018b. The last Eocene hyperthermal (Chron C19r event, ~41.5 Ma): Chronological and paleoenvironmental insights from a continental margin (Cape Oyambre, N Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 505, 198-216. DOI: 10.1016/j.palaeo.2018.05.044
- Isenberg, H.D., Lavine, L.S., Moss, M.L., Kupferstein, D., Lear, P.E., 1963. Calcification in a marine coccolithophorid. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 109, 49-64. DOI: 10.1111/j.1749-6632.1963.tb13461.x
- Ivany, L.C., Lohmann, K.C., Hasiuk, F., 2008. Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 659-678. DOI: 10.1130/B26269.1
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28, TC4012. DOI: 10.1029/2008TC002406
- Janofske, D., 1996. Ultrastructure types in Recent 'calcspheres'. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco*, 14(4), 295-427.
- Jansen, H., Zeebe, R.E., Wolf-Gladrow, D.A., 2002. Modeling the dissolution of settling CaCO₃ in the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 16 (2), 11-1-11-16. DOI: 10.1029/2000GB001279
- Janssen, A.W., Sessa, J.A., Thomas, E., 2016. Pteropoda (Mollusca, Gastropoda, Thecosomata) from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (United States Atlantic Coastal Plain). *Palaeontologia Electronica* 19.3.47A, 1-26. URL: <http://palaeo-electronica.org/content/2016/1662-pteropoda-from-the-usa-petm>
- Jennions, S.M., Thomas, E., Schmidt, D.N., Lunt, D., Ridgwell, A., 2015. Changes in benthic ecosystems and ocean circulation in the Southeast Atlantic across Eocene Thermal Maximum 2. *Paleoceanography*, 30, 1059-1077. DOI: 10.1002/2015PA002821
- Jiang, M.M., 1997. Middle Eocene through basal Miocene sequence bio-stratigraphy of the western Gulf Coast region. *Marine and Petroleum Geology*, 14 (718), 855-866. PII: S0264-6172(97)00049-4

- Jiang, S., Wise, S.W.Jr, 2006. Surface water chemistry and fertility variations in the tropical Atlantic across the Paleocene/Eocene thermal maximum as evidenced by calcareous nannoplankton from ODP Leg 207, Hole 1259B. *Revue Micropaléontologie*, 49, 227-244. DOI: 10.1016/j.revmic.2006.10.002
- Jiang, S., Wise, S.W.Jr, 2009. Distinguishing the influence of diagenesis on the paleoecological reconstruction of nannoplankton across the Paleocene/Eocene Thermal Maximum: An example from the Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, 72, 49-59. DOI: 10.1016/j.marmicro.2009.03.003
- Jimenez-Berrocoso, A., Elorza, J., MacLeod, K.G., 2013. Proximate environmental forcing in fine-scale geochemical records of calcareous couplets (Upper Cretaceous and Palaeocene of the Basque-Cantabrian Basin, eastern North Atlantic). *Sedimentary Geology*, 284, 76-90. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.11.007
- Johannes, R.E., Satomi, M., 1966. Composition and nutritive value of fecal pellets of a marine crustacean. *Limnology and Oceanography*, 11, 191-197. DOI: 10.4319/lo.1966.11.2.0191
- Jolley, D.W., Widdowson, M., 2005. Did Paleogene North Atlantic rift-related eruptions drive early Eocene climate cooling? *Lithos*, 79 (3-4), 355-366. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.09.007
- Jorissen, F.J., Fontanier, C., Thomas, E., 2007. Paleoceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, Amsterdam, pp. 277-340.
- Kahn, A., Aubry, M.P., 2004. Provincialism associated with the Paleocene/Eocene thermal maximum: temporal constraint. *Marine Micropaleontology*, 52, 117-132. DOI: 10.1016/j.marmicro.2004.04.003
- Kamptner, E., 1954. Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. *Arch Protistenk*, 100, 1-90.
- Katz, M. E., Pak, D. K., Dickens, G. R., Miller, K. G., 1999. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. *Science*, 286, 1531-1533. DOI: 10.1126/science.286.5444.1531
- Keeling, C.D., Whorf, T.P., 2004. Atmospheric carbon dioxide record from Mauna Loa, in *Oak Ridge Laboratory Trends: a Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S.A. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. DOI: 10.3334/CDIAC/atg.035
- Kelly, D. C., Zachos, J.C., Bralower, T.J., Schellenberg, S.A., 2005. Enhanced terrestrial weathering/runoff and surface ocean carbonate production during the recovery stages of the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleoceanography*, 20, PA4023. DOI: 10.1029/2005PA001163

- Kelly, D. C., Nielsen, T. M. J., McCarren, H. K., Zachos, J. C., Röhl, U., 2010. Spatiotemporal patterns of carbonate sedimentation in the South Atlantic: Implications for carbon cycling during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293, 30-40. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.04.027
- Kelly, D.C., Nielsen, T.M.J., Schellenberg, S.A., 2012. Carbonate saturation dynamics during the Paleocene-Eocene thermal maximum: bathyal constraints from ODP Sites 689 and 690 in the Weddell Sea (South Atlantic). *Marine Geology*, 103-106, 75-86. DOI: 10.1016/j.margeo.2012.02.003.
- Kennett, J.P., 1982. *Marine Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 813 p. DOI: 10.1029/EO063i040p00801-05
- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1990. Proteus and proto-oceanus: Ancestral paleogene oceans as revealed from antarctic stable isotopic results; ODP Leg 113. In: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 113*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 865-880.
- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions. *Nature*, 353, 225-229. DOI: 10.1038/353225a0
- Khalil, H., Al Sawy, S., 2014. Integrated biostratigraphy, stage boundaries and Paleoclimatology of the Upper Cretaceous–Lower Eocene successions in Kharga and Dakhla Oases, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 96, 220-242. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2014.04.010
- Khozyem, H., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Keller, G., Tantawy, A.A., Ulianov, A., 2015. New geochemical constraints on the Paleocene–Eocene thermal maximum: Dababiya GSSP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 429, 117-135. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.04.003
- Kilham, P., Kilham, S.S., 1980. The evolutionary ecology of phytoplankton. In: Morris, I. (Ed.), *The Physiological Ecology of Phytoplankton*, University California Press, Berkeley, 571-597.
- Kilham, P., Hecky, R.E., 1988. Comparative ecology of marine and freshwater phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 33, 776-795. DOI: 10.4319/lo.1988.33.4part2.0776
- King, C., Iakovleva, A.I., Steurbaut, E., Heilmann-Clausen, C., Ward, D.J., 2013. The Aktulagay section, west Kazakhstan: a key site for northern mid-latitude Early Eocene stratigraphy. *Stratigraphy*, 10, 171-209.
- Kirtland Turner, S., Sexton, P.F., Charles, C.D., Norris, R.D., 2014. Persistence of carbon release events through the peak of early Eocene global warmth. *Nature Geoscience*, 7, 748-751. DOI: 10.1038/ngeo2240
- Klaas, C., Archer, D.E., 2002. Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: Implications for the rain ratio. *Global Biogeochemical Cycles*, 16 (4), 63-1-63-14. DOI: 10.1029/2001GB001765

- Klitgord, K. D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the Central Atlantic. In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America*. Geological Society of America, 351-377.
- Knauer, G.A., Martin, J.H., Karl, D.M., 1984. The flux of particulate organic matter out of the euphotic zone. Workshop on the Global Ocean Flux Study, National Academy of Science, Woods Hole, Massachusetts, 136-150.
- Knipper, A., Ricou, L.E., Dercourt, J., 1986. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. *Tectonophysics*, 123, 213-240. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90198-8
- Koch, P.L., Clyde, W.C., Hepple, R.P., Fogel, M.L., Wing, S.L., Zachos, J.C., 2003. Carbon and oxygen isotope records from Paleosols spanning the Paleocene-Eocene boundary, Bighorn Basin, Wyoming. In: Wing, S.L., Gingerich, P.D., Schmitz, B., Thomas, E. (Eds.), *Special Paper - Geological Society of America*. 369, 49-64.
- Koutsoukos, E.A.M., Leary, P.N., Hart, M.B., 1990. Latest Cenomanian—earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77, 2, 145-177. DOI: 10.1016/0031-0182(90)90130-Y
- Krishnan, S., Pagani, M., Huber, M., Sluijs, A., 2014. High latitude hydrological changes during the Eocene Thermal Maximum 2. *Earth and Planetary Science Letters* 404, 167-177. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.07.029
- Kroopnick, P., 1980. The distribution of ^{13}C in the Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 49, 469-484. DOI: 10.1016/0012-821X(80)90088-6
- Kroopnick, P.M., 1985. The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans, *Deep-Sea Research*, 32 (1), 57-84. DOI: 10.1016/0198-0149(85)90017-2
- Kruit, C., Brouwer, J., Ealey, P., 1972. A Deep-water Sand Fan in the Eocene Bay of Biscay. *Nature Physical Science*, 240, 59-61. DOI: 10.1038/physci240059a0
- Krumhardt, K.M., Lovenduski, N.S., Iglesias-Rodriguez, M.D., Kleypas, J.A., 2017. Coccolithophore growth and calcification in a changing ocean. *Progress in Oceanography*, 159, 276-295. DOI: 10.1016/j.pocean.2017.10.007
- Kump, L.R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161, 181-198. DOI: 10.1016/S0009-2541(99)00086-8
- Kump, L.R., Bralower, T.J., Ridgwell, A., 2009. Ocean acidification in deep time. *Oceanography*, 20 (22), 94-107. DOI: 10.5670/oceanog.2009.100
- Kurtz, A., Kump, L.R., Arthur, M.A., Zachos, J.C., Paytan, A., 2003. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, 18, 1090. DOI: 10.1029/2003PA000908

- Langer, G., Geisen, M., Baumann, K.H., Klas, J., Riebesell, U., Thoms, S., Young, J.R., 2006. Species-specific responses of calcifying algae to changing seawater carbonate chemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, 1227-1238. DOI: 10.1029/2005GC001227
- Langer, G., Oetjen, K., Brenneis, T., 2013. ON CULTURE ARTEFACTS IN COCCOLITH MORPHOLOGY. *Helgoland Marine Research*, 67 (2), 359-369. DOI: 10.1007/s10152-012-0328-x
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *A&A*, 428 (1), 261-285. DOI: 10.1051/0004-6361:20041335
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M., Manche, H., 2011. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *A&A*, 532, A89. DOI: 10.1051/0004-6361/201116836
- Laurentano, V., Hilgen, F.J., Zachos, J.C., Lourens, L.J., 2016. Astronomically tuned age model for the early Eocene carbon isotope events: A new high-resolution $\delta^{13}\text{C}$ benthic record of ODP Site 1263 between ~ 49 and ~ 54 Ma. *Newsletter on Stratigraphy*, 49/2, 383-400. DOI: 10.1127/nos/2016/0077
- Leadbeater, B.S.C., 1971. Observations by means of cine photography on the behavior of the haptonema in plankton flagellates of the class Haptophyceae. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 51 (1), 207-217. DOI: 10.1017/S0025315400006561
- Legge, H., L., Mutterlose, J., Arz, H.W., Pätzold, J., 2008. Nannoplankton successions in the northern Red Sea during the last glaciation (60 to 14.5 ka BP): Reactions to climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 270, 3(4), 271-279. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.03.030
- Lei, Y., Jiang, S., Wise, S.W.Jr., Cui, Y., Wang, Y., 2016. Contrasting response of the calcareous nannoplankton communities after the Eocene hyperthermal events in the tropical Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 129, 24-31. DOI: 10.1016/j.marmicro.2016.11.001
- Lemmermann, E., 1908. Flagellatae, Chlorophyceae, Cocco-sphaerales und Silicoflagellatae. In: Brandt, K., Apstein, C. (Eds.), *Nordisches Plankton*, Lipsius & Tischer, Kiel and Leipzig, 1-40.
- Leon-Rodriguez, L., Dickens, G.R., 2010. Constraints on ocean acidification associated with rapid and massive carbon injections: the early Paleogene record at Ocean Drilling Program Site 1215, Equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298, 409-420. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.029
- Lévy, A., 1996. Reconstruction of Tethyan Salinity Through the Extrapolation of Present-Day Physicochemical Data. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The ocean basins and margins, Volume 8, The Tethys Ocean*,

Springer Science + Business Media, New York, 417-460. DOI: 10.1007/978-1-4899-1558-0

- Lipps, J.H., 1969. *Triquetrorhabdulus* and similar calcareous nannoplankton. *Journal of Paleontology*, 43, 1029-1032. DOI: 10.2307/1302567
- Littler, K., Röhl, U., Westerhold, T., Zachos, J. C., 2014. A high resolution benthic stable-isotope record for the South Atlantic: Implications for orbital-scale changes in Late Paleocene-Early Eocene climate and carbon cycling, *Earth and Planetary Science Letters*, 401, 18-30.
- Lourens, J.L., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Röhl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events. *Nature*, 435, 1083-1087. DOI: 10.1038/nature03814
- Lowenstein, T. K., Demicco, R. V., 2006. Elevated Eocene atmospheric CO₂ and its subsequent decline. *Science*, 313, 1928. DOI: 10.1126/science.1129555
- Lunt, D.J., Valdes, P.J., Jones, T.D., Ridgwell, A., Haywood, A., Schmidt, D.N., Marsh, R., Maslin, M., 2010. CO₂-driven ocean circulation changes as an amplifier of Paleocene-Eocene thermal maximum hydrate destabilization, *Geology*, 38 (10), 875-878. DOI: 10.1130/G31184.1
- Lunt, D. J., Ridgwell, A., Sluijs, A., Zachos, J., Hunter, S., Haywood, A., 2011. A model for orbital pacing of methane hydrate destabilization during the Palaeogene. *Nature Geoscience*, 4, 775-778. DOI: 10.1038/Ngeo1266
- Lunt, D.J., Dunkley Jones, T., Heinemann, M., Huber, M., Le Grande, A., Winguth, A., Lopston, C., Marotzke, J., Roberts, C.D., Tindall, J., Valdes, P., Winguth, C., 2012. A model-data comparison for a multi-model ensemble of early Eocene atmosphere-ocean simulations: EoMIP, *Climate of the Past*, 8 (5), 1717-1736. DOI: 10.5194/cp-8-1717-2012
- Lupi, C., Wise, S.W.Jr, 2006. Calcareous nannofossil biostratigraphic framework for middle Eocene sediments from ODP Hole 1260A, Demerara Rise. Cadre biostratigraphique des nannofossiles calcaires des sediments de l'Éocène moyen sur le site ODP 1260A, plateau de Demerara. *Revue de micropaléontologie*, 49, 245-253. DOI: 10.1016/j.revmic.2006.10.001
- Mackensen, A., Ehrmann, W.U., 1992. Middle Eocene through early Oligocene climate history and paleoceanography in the Southern Ocean: Stable oxygen and carbon isotopes from ODP sites on Maud Rise and Kerguelen Plateau. *Marine Geology*, 108, 1-27. DOI: 10.1016/0025-3227(92)90210-9
- Maravelis, A., Zelilidis, A., 2012. Paleoclimatology and Paleoecology across the Eocene/Oligocene boundary, Thrace Basin, Northeast Aegean Sea, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 365-366, 81-98. DOI: 10.1016/j.palaeo.2012.09.015

- Marcé, R., Obrador, B., Morguá, J.A., Riera, J.L., López, P., Armengol, J., 2015. Carbonate weathering as a driver of CO₂ supersaturation in lakes. *Nature Geoscience*, 8, 107-111. DOI: 10.1038/NGEO2341
- Margalef, R., 1978. Life forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta*, 1, 493-509.
- Margulis, L., Corlis, J.O., Melkonian, M., Chapman, D.J., 1990. *Handbook of Protoctista: The structure, cultivation, habitats and life histories of eukaryotic microorganisms and descendants exclusive of animals, plant and fungi*. Jones & Bartlett, Woods Hole, Boston. ISBN: 978-0-867-20052-2
- Marlowe, I., Green, J.C., Neal, A., Brassell, S., Eglinton, G., Course, P.A., 1984. Long-chain (n-C₃₇-C₃₉) alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of alkenones and other lipids and their taxonomic significance. *British Phycological Journal*, 19, 203-216. DOI: 10.1080/00071618400650221
- Marshall, H.G., 1976. Phytoplankton distribution along the eastern coast of the USA. I. Phytoplankton composition. *Marine Biology*, 38, 81-89. DOI: 10.1007/BF00390602
- Marshall, J. D., 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143-160. DOI: 10.1017/S0016756800008244
- Martínez-Braceras, N., Payros, A., Miniati, F., Arostegi, J., Franceschetti, G., 2017. Contrasting environmental effects of astronomically driven climate change on three Eocene hemipelagic successions from the Basque–Cantabrian Basin. *Sedimentology*, 64, (4), 960-986. DOI: 10.1111/sed.12334
- Martínez-Braceras, N., 2018. Registry and impact of Eocene climatic events in the North Iberian paleomargin. Tesis doctoral. Euskal Herriko Unibertsitatea (UPV/EHU), en preparación.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970, 2, 739-785.
- Marzouk, A.M., El Shishtawy, A.M., Kasem, A.M., 2014. Calcareous nannofossil and planktonic foraminifera biostratigraphy through the Middle to Late Eocene transition of Fayum area, Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 100, 303-323. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2014.07.003
- Maslin, M.A., Swann, G.E., 2006. Isotopes in marine sediments. In: Leng M.J. (Ed.), *Isotopes in Palaeoenvironmental Research. Developments in Palaeoenvironmental Research*, 10, Springer, Dordrecht, Netherlands, 227-290. DOI: 10.1007/1-4020-2504-1_06
- Masse, J.P., Philip, J., Camoin, G., 1996. The Cretaceous Tethys. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The ocean basins and margins*,

Volume 8, The Tethys Ocean, Springer Science + Business Media, New York, 215-236. DOI: 10.1007/978-1-4899-1558-0

- McGonigal, K.L., Wise, S.W. Jr., 2001. Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy and sediment accumulation of turbidite sequences on the Iberia Abyssal Plain, ODP Sites 1067–1069. In: Beslier, M.O., Whitmarsh, R.B., Wallace, P.J., Girardeau, J. (Eds.), Proceedings ODP, Scientific Results 173, 1-35.
- McIntyre, A., 1967. Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciations. *Science*, 158, 1314-1317. DOI: 10.1126/science.158.3806.1314
- McIntyre, A., Bé, A.W.H., 1967. Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean. I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 14, 561-597. DOI: 10.1016/0011-7471(67)90065-4
- McIntyre, A., Bé, A.W.H., Roche, M.B., 1970. Modern Pacific Coccolithophorida: a paleontological thermometer. *Transactions of the New York Academy of Sciences*, II, 32, 720-731. DOI: 10.1111/j.2164-0947.1970.tb02746.x
- McIntyre, A., McIntyre, R., 1971. Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments. In: Funnell, B.M., Riedel, W.R., (Eds.), *The Micropalaeontology of Oceans*, Cambridge University Press, London, 253-261.
- Milankovitch, M., 1930. *Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. Handbuch der Klimatologie, Band I, Teil A. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Miller, K.G., Janecek, T., Katz, M., Keil, D., 1987. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, 2 (6), 741-761. DOI: 10.1029/PA002i006p00741
- Miller, C.B., 2004. *Biological Oceanography*. Oxford, Blackwell Publishing Ltd. ISBN: 978-0-632-05536-4.
- Milliman, J. D., 1993. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemical Cycles*, 7, 927-957. DOI: 10.1029/93GB02524
- Milliman, J.D., Droxler, A.W., 1996. Neritic and pelagic carbonate sedimentation in the marine environment: Ignorance is not bliss. *Geologische Rundschau*, 85, 496-504. DOI: 10.1007/BF02369004
- Milliman, J. D., 1999. Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemistry Cycles*, 7, 927-957. DOI: 10.1029/93GB02524
- Mitchell-Innes, B.A., Winter, A., 1987. Coccolithophores: a major phytoplankton component in mature upwelled waters off the Cape Peninsula, South Africa in March, 1983. *Marine Biology*, 95, 25-30.
- Mjaaland, G., 1956. Some laboratory experiments on the coccolithophorid *Coccolithus huxleyi*. *Oikos*, 7, 251-255. DOI: 10.2307/3564925

- Molina, E., Alegret, L., Apellaniz, E., Bernaola, G., Caballero, F., Dinarès-Turell, Hardenbol, J., Heilmann-Clausen, C., Larrasoña, J.C., Luterbacher, H., Monechi, S., Ortiz, S., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Pujalte, V., Rodríguez-Tovar, F.J., Toris, F., Tosquella, J. y Uchman, A., 2011. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. *Episodes* 34 (2), 86-108.
- Monechi, S., Angori, E., Von Salis, K., 2000. Calcareous nannofossil turnover around the Paleocene/Eocene transition at Alamedilla (southern Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France* 171 (4), 477-489. DOI: 10.2113/171.4.477
- Montadert, L., Roberts, D.G., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48, Government Printing Office, Washington. DOI: 10.2973/dsdproc.48.1979
- Monteiro, F.M., Bach, L.T., Brownlee, C., Bown, P., Rickaby, R.E.M., Pulton, A.J., Tyrrell, T., Beaufort, L., Dutkiewicz, S., Gibbs, S., Gutowska, M.A., Lee, R., Riebesell, U., Young, J., Ridgwell, A., 2016. Why marine phytoplankton calcify. *Science Advances*, 2 (7). DOI: 10.1126/sciadv.1501822
- Moore, D., Reynolds, R., 1997. X-Ray-Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, New York, 378 p.
- Mountain, G.S., Miller, K.G., 1992. Seismic and geologic evidence for Early Paleogene deepwater circulation in the western North Atlantic. *Paleoceanography*, 7 (4), 423-439. DOI: 10.1029/92PA01268
- Mutterlose, J., Linnert, C., Norris, R., 2007. Calcareous nannofossils from the Paleocene-Eocene Thermal Maximum of the equatorial Atlantic (ODP Site 1260B): Evidence for tropical warming. *Marine Micropaleontology*, 65, 13-31. DOI: 10.1016/j.marmicro.2007.05.004
- Nicolo, M.J., Dickens, G.R., Hollis, C.J., Zachos, J.C., 2007. Multiple early Eocene hyperthermals: their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology*, 35 (8), 699-702. DOI: 10.1130/G23648A.1
- Norris, R.D., Rohl, U., 1999. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*, 401, 775-778. DOI: 10.1038/44545
- Nunes, F., Norris, R.D., 2006. Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period. *Nature*, 439, 60-63. DOI: 10.1038/nature04386
- O'Connell, S., Chandler, M.A., Ruedy, R., 1996. Implications for the creation of warm saline deep water: Late Paleocene reconstructions and global climate model simulations. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 270-284. DOI: 10.1130/0016-7606(1996)108<0270:IFTCOW>2.3.CO;2
- O'Dea, S.A., Gibbs, S.J., Bown, P.R., Young, J.R., Poulton, A.J., Newsam, C., Wilson, P.A., 2014. Coccolithophore calcification response to past ocean acidification and climate change. *Nature Communications*, 5, 5363. DOI: 10.1038/ncomms6363
- Okada, H., Honjo, S., 1973. The distribution of oceanic

- coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 20, 355-374. DOI: 10.1016/0011-7471(73)90059-4
- Okada, H., Honjo, S., 1975. Distribution of coccolithophorids in marginal seas along the western Pacific Ocean and in the Red Sea. *Marine Biology*, 31, 271-285.
- Okada, H., Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5 (3), 321-325. DOI: 10.1007/BF00387154
- Okada, H., 1984. Modern nannofossil assemblages in sediments of coastal and marginal seas along the Western Pacific Ocean. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 30, 171-187.
- Ortiz, S., Alegret, L., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Molina, E., 2011. Distribution patterns of benthic foraminifera across the Ypresian-Lutetian Gorrondatxe section, northern Spain: Response to sedimentary disturbance. *Marine Micropaleontology* 78, 1–13. DOI: 10.1016/j.marmicro.2010.09.004
- Orue-Etxebarria, B., Bernaola, G., Baceta, J.I., Angori, E., Caballero, F., Monechi, S., Pujalte, V., Dinarès-Turell, J., Apellaniz, E., Payros, A., 2004. New constraints on the evolution of planktic foraminifers and calcareous nannofossils across the Paleocene-Eocene boundary interval: the Zumaia section revisited. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 234 (1-3), 223-259.
- Orr, J.C., Fabry, V.J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Feely, R.A., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., et al., 2005. Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437, 681-686. DOI: 10.1038/nature04095
- Pagani, M., Pedentchouk, N., Huber, M., Sluijs, A., Schouten, S., Brinkhuis, H., Sinnghe-Damste, J., Dickens, G. R., 2006. Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 442, 671-675. DOI: 10.1038/nature05043
- Paasche, E., 1962. Coccolith formation. *Nature*, 193, 1094-1095. DOI: 10.1038/1931094b0
- Paasche, E., 1968. Biology and physiology of coccolithophorids. *Annual Review of Microbiology*, 22, 71-86. DOI: 10.1146/annurev.mi.22.100168.000443
- Pak, D.K., Miller, K.G., 1992. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: Implications for deepwater circulation. *Paleoceanography*, 7 (4), 405-422. DOI: 10.1029/92PA01234
- Pälike, H., Nishi, H., Lyle, M., Raffi, I., Gamage, K., Klaus, A., and the Expedition 320/321 Scientists, 2010. Expedition 320/321 summary. In: Pälike, H., Lyle, M., Nishi, H., Raffi, I., Gamage, K., Klaus, A., the Expedition 320/321 Scientists (Eds.), *PROCEEDINGS OF THE INTEGRATED OCEAN DRILLING PROGRAM, 320/321*, Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.), 2021-2101. DOI: 10.2204/iodp.proc.320321.101.2010

- Pälike, H., Lyle, M.W., Nishi, H., Raffi, I., Ridgwell, A., Gamage, K., Klaus, A., Acton, G.D., Anderson, L., Backman, J., Baldauf, J.G., Beltran, C., Bohaty, S.M., Bown, P.R., Busch, W.H., Channell, J.E.T., Chun, C.O.J., Delaney, M.L., Dewang, P., Dunkley Jones, T., Edgar, K.M., Evans, H.F., Fitch, P., Foster, G.L., Gussone, N., Hasegawa, H., Hathorne, E.C., Hayashi, H., Herrle, J.O., Holbourn, A., Hovan, S.A., Hyeong, K., Iijima, K., Ito, T., Kamikuri, S.I., Kimoto, K., Kuroda, J., Leon-Rodriguez, L., Malinverno, A., Moore, T.C., Murphy, B., Murphy, D.P., Nakamura, H., Ogane, K., Ohneiser, C., Richter, C., Robinson, R.S., Rohling, E.J., Romero, O.E., Sawada, K., Scher, H.D., Schneider, L., Sluijs, A., Takata, H., Tian, J., Tsujimoto, A., Wade, B.S., Westerhold, T., Wilkens, R.H., Williams, T., Wilson, P.A., Yamamoto, Y., Yamamoto, S., Yamazaki, T., Zeebe, R.E, 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature*, 488, 609-614. DOI: 10.1038/nature11360
- Panchuk, K., Ridgwell, A., Kump, L. R., 2008. Sedimentary response to Paleocene-Eocene Thermal Maximum carbon release: A model-data comparison. *Geology*, 36, 315-318. DOI: 10.1130/G24474A.1
- Parke, M., Adams, I., 1960. The motile (*Crystallolithus hyalinus* Gaardner and Markali) and non-motile phases in the life history of *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schuller. *Journal of Marine Biological Association of the U.K.*, 39, 263-274. DOI: 10.1017/S002531540001331X
- Payros, A., Pujalte, V., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Serra-Kiel, J., Trave, A., 1996. Las calizas eocenas del oeste de Navarra: revisión, redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas. *Príncipe de Viana, suplemento de ciencias*, 14-15, 137-153.
- Payros, A., 1997. El Eoceno de la Cuenca de Pamplona: estratigrafía, facies y evolución paleogeográfica. PhD thesis, Universidad del País Vasco, Bilbao, Basque Country, 403 p.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona basin. *Sedimentary Geology*, 125, 165-194.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 2003. The calciclastic members of the Eocene Anotz Formation (Navarre, W Pyrenees): example of resedimentation processes in carbonate ramp slopes. *Geogaceta*, 34, 151-154.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., 2006. Covarying sedimentary and biotic fluctuations in Lower-Middle Eocene Pyrenean deep-sea deposits: Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 258-276.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 2007. A point-sourced calciclastic submarine fan complex (Eocene Anotz Formation, Western Pyrenees): facies architecture, evolution and controlling factors. *Sedimentology*, 54, 137-168. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2006.00823.x

- Payros, A., Tosquella, J., Bernaola, G., Dinarès-Turell, J., Orue-Etxebarria, X., Pujalte, V., 2009a. Filling the North European Early/Middle Eocene (Ypresian/Lutetian) boundary gap: Insights from the Pyrenean continental to deep-marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280, 313-332.
- Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Apellaniz, E., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Caballero, F., 2009b. Characterization and astronomically calibrated age of the first occurrence of *TURBOROTALIA FRONTOSA* in the Gorrondatxe section, a prospective Lutetian GSSP: implications for the Eocene time scale. *Lethaia*, 42 (3), 255-264. DOI: 10.1111/j.1502-3931.2008.00142.x
- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J., Orue-Etxebarria, X., 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa-Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems? *Sedimentary Geology*, 228, 184-204. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.04.010
- Payros, A., Dinarès-Turell, J., Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Tosquella, J., 2011. On the age of the Early/Middle Eocene boundary and other related events: Cyclostratigraphic refinements from the Pyrenean Otsakar section and the Lutetian GSSP. *Geological Magazine*, 148, 442-460. DOI: 10.1017/S0016756810000890.
- Payros, A., Ortiz, S., Alegret, L., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Molina, E., 2012. An early Lutetian carbon-cycle perturbation: Insights from the Gorrondatxe section (western Pyrenees, Bay of Biscay). *Paleoceanography* 27, 2213-2226. DOI: 10.1029/2012PA002300
- Payros, A., Martínez-Braceras, N., 2014. Orbital forcing in turbidite accumulation during the Eocene greenhouse interval. *Sedimentology*, 61, 1411-1432. DOI: 10.1111/sed.12113
- Payros, A., Ortiz, S., Millán, I., Arostegi, J., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., 2015a. The Early Eocene Climatic Optimum: environmental impact on the North Iberian continental margin. *GSA Bulletin*, 127 (11-12), 1632-1644. DOI: 10.1130/B31278.1
- Payros, A., Dinarès-Turell, J., Monechi, S., Orue-Etxebarria, X., Ortiz, S., Apellaniz, E., Martínez-Braceras, N., 2015b. The Lutetian/Bartonian transition (middle Eocene) at the Oyambre section (northern Spain): Implications for standard chronostratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440, 234-248. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.09.015
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Bernaola, G., Baceta, J.I., Caballero, F., Dinarès-Turell, J., Monechi, S., Ortiz, S., Schmitz, B., Tosquella, J., 2016. The Relevance of Iberian Sedimentary Successions for Paleogene Stratigraphy and Timescales. In: Montenari, M. (Ed.), *Stratigraphy & Timescales*. Elsevier, pp. 393-489. DOI: 10.1016/bs.sats.2016.08.001
- Pearson, P.N., Palmer, M.R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695-699. DOI: 10.1038/35021000

- Penman, D.E., 2016: Silicate weathering and North Atlantic silica burial during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Geology* Vol. 44 (9), 731-734.
- Penman, D.E., Kirtland-Turner, S., Sexton, P.F. et al, 2016: An abyssal carbonate compensation depth overshoot in the aftermath of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience* Vol. 9 (8), p. 575.
- Perch-Nielsen, K., 1971. *Durchsicht Tertiärer Coccolithen*. Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2, 939-980.
- Perch-Nielsen, K., 1985a. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), 1985. *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, UK, 329-426. ISBN: 978-0-521-36719-6
- Perch-Nielsen, K., 1985b. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), 1985. *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, UK, 427-554. ISBN: 978-0-521-36719-6
- Persico, D., Fioroni, C., Villa, G., 2012. A refined calcareous nannofossil biostratigraphy for the middle Eocene–early Oligocene Southern Ocean ODP sites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, 12-23. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.05.017
- Philip, J., Masse, J.P., Camoin, G., 1996. Tethyan carbonate platforms. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The ocean basins and margins, Volume 8, The Tethys Ocean*, Springer Science + Business Media, New York, 239-265. DOI: 10.1007/978-1-4899-1558-0
- Pienaar, R.N., 1994. Ultrastructure and calcification of coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), 1994. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 13-38. ISBN: 0-521-38050-2
- Pinet, B., Montadert, L., ECORS Scientific Party, 1987. Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89, 305-312.
- Plant, J.A., Whittaker, A., Demetriades, A., Devivo, B., Lexa, J., 2003. The geological and tectonic framework of Europe. A contribution to IUGS/IAGC Global Geochemical Baselines, *Geochemical Atlas of Europe, Part 1*.
- Plaziat, J.C., 1975. L'Ilerdien à l'intérieur du paléogène languedocien; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17 (2), 168-182.
- Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to late Eocene paleogeography evolution of southwest Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 36, 263-320.
- Poppe, L.J., Paskevich, V.F., Hathaway, J.C., Blackwood, D.S., 2001. A laboratory manual for X-ray powder diffraction. US Geological Survey, Open-File Report, 1041, 1-88. URL: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr0141>

- Preiss-Daimler, I., Baumann, K.H., Henrich, R., 2012. Carbonate budget mass estimates for Neogene discoasters from the Equatorial Atlantic (Ceara Rise: ODP Site 927). *Journal of Micropalaeontology*, 31, 169-178. DOI: 10.1144/0262-821X11-014
- Pujalte, V., Robles, S., Zapata, M., Orue-Etxebarria, X., García-Portero, J., 1989. Sistemas sedimentarios, secuencias deposicionales y fenómenos tectonoestratigráficos del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca (Guipúzcoa y Vizcaya). XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao, Volumen de Abstracts, 47-88.
- Pujalte, V., Robles, S., Robador, A., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, 1993. Shelf-to-basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*, IAS Special Publications, 18, Blackwell, UK, 369-395.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X., Serra Kiel, J., 1994. Late Cretaceous-Middle Eocene Sequence Stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain). Seminario de campo para el Grupo de Estudio del Paleogeno (GEP), Universidad del País Vasco, Basque Country, 118 p.
- Pujalte, V., Robles, S., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I., Payros, A., Larruzea, I.F., 2000. Uppermost Cretaceous-Middle Eocene strata of the Basque-Cantabrian región and Western Pyrenees: a sequence stratigraphic perspective. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 191-211.
- Pujalte, B., Baceta, J.I., Payros, A., 2002. Tertiary Chapter: Western Pyrenees and Basque Cantabrian Region. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Special Publications of the Geological Society of London, UK, p. 293-301.
- Pujalte, V., Schmitz, B., Baceta, J.I., 2014. Sea-level changes across the Paleocene–Eocene interval in the Spanish Pyrenees, and their possible relationship with North Atlantic magmatism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 393, 45-60. DOI: 10.1016/j.palaeo.2013.10.016
- Pujalte, V., Robador, A., Payros, A., Samsó, J.M., 2016. A siliciclastic braid delta within a lower Paleogene carbonate platform (Ordesa-Monte Perdido National Park, southern Pyrenees, Spain): Record of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum perturbation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 459, 453-470. DOI: 10.1016/j.palaeo.2016.07.029
- Quilléveré, F., Norris, R.D., Kroon, D., Wilson, P.A., 2008. Stable isotope composition of early Danian sediments from the Atlantic Ocean. *Pangaea*. DOI: 10.1594/PANGAEA.707191
- Raffi, I., De Bernardi, B., 2008. Response of calcareous nannofossils to the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: observations on composition, preservation and calcification in sediments from ODP Site 1263 (Walvis Ridge – SW Atlantic). *Marine Micropaleontology*, 69, 119-138. DOI: 10.1016/j.marmicro.2008.07.002

- Raffi, I., Backman, J., Zachos, J.C., Sluijs, A., 2009. The response of calcareous nanofossil assemblages to the Paleocene Eocene Thermal Maximum at the Walvis Ridge in the South Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 70, 201-212. DOI: 10.1016/j.marmicro.2008.12.005
- Rahmstorf, S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation. In: Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam.
- Raven, J., Caldeira, K., Elderfield, H., Hoegh-Guldberg, O., Liss, P.S., Riebesell, U., Sheperd, J., Turley, C., Watson, A., 2005. OCEAN ACIDIFICATION DUE TO INCREASING ATMOSPHERIC CARBON DIOXIDE. Royal Society Policy Document, London, UK, 233 p.
- Raven, J.A., Crawford, K., 2012: Environmental controls on coccolithophore calcification. *Marine Ecology Progress Series*, 470, 137-166. DOI: 10.3354/meps09993
- Ravizza, G., Norris, R.N., Blusztajn, J., Aubry, M.P., 2001. An osmium isotope excursion associated with the late Paleocene thermal maximum: Evidence of intensified chemical weathering. *Paleoceanography*, 16, 155-163. DOI: 10.1029/2000PA000541
- Rea, D.K., Lyle, M.W., 2005. Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions. *Paleoceanography*, 20, PA1012. DOI: 10.1029/2004PA001064.
- Rea, D.K., Zachos, J.C., Owen, R.M., Gingerich, P.D., 1990. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79 (1-2), 117-128. DOI: 10.1016/0031-0182(90)90108-J
- Ricou, L.E., 1987. The Tethyan oceanic gates. A tectonic approach to major sedimentary changes within Tethys. *Geodinamica Acta*, 1, 225-232. DOI: 10.1080/09853111.1987.11105141
- Ricou, L.E., 1996. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The ocean basins and margins, Volume 8, The Tethys Ocean*, Springer Science + Business Media, New York, 3-70. DOI: 10.1007/978-1-4899-1558-0
- Ricou, L.E., Mercier de l'Épinay, B., Marcoux, J., 1986. Evolution of the Tethyan seaways and implications for the oceanic circulation around the Eocene-Oligocene boundary. In: Pomerol, C., Premoli-Silva, I. (Eds.), *Terminal Eocene Events*, Elsevier, Amsterdam, 387-394. DOI: 10.1016/S0920-5446(08)70142-0
- Ridgwell, A., Zeebe, R.E., 2005. The role of the global carbonate cycle in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 299-315. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.03.006

- Ridgwell, A., 2007. Interpreting transient carbonate compensation depth changes by marine sediment core modeling. *Paleoceanography*, 22, PA4102. DOI: 10.1029/2006PA001372
- Ridgwell, A., Schmidt, D.N., 2010. Past constraints on the vulnerability of marine calcifiers to massive carbon dioxide release. *Nature Geoscience*, 3, 196-200. DOI: 10.1038/ngeo755
- Riebesell, U., Zondervan, I., Rost, B., Tortell, P.D., Zeebe, R.E., Morel, F.M.M., 2000. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO₂. *Nature*, 407, 364-367.
- Riebesell, U., 2004. Effects of CO₂ enrichment on marine phytoplankton. *Journal of Oceanography*, 60, 719-729. DOI: 10.1007/s10872-004-5764-z
- Rivero-Calle, S., Gnanadesikan, A., del Castillo, C.E., Balch, W.M., Guikema, S.D., 2015. Multidecadal increase in North Atlantic coccolithophores and the potential role of rising CO₂. *Science*, 350, 1533-1537. DOI: 10.1126/science.aaa8026
- Roberts, C.D., Le Grande, A.N., Tripathi, A.K., 2009. Climate sensitivity to arctic seaway restriction during the Early Paleogene. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 576-585. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.07.026
- Röhl, U., Bralower, T.J., Norris, R.D., Wefer, G., 2000. New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology*, 28, 927-930. DOI: 10.1130/0091-7613(2000)28<927:NCFTLP>2.0.CO;2
- Röhl, U., Westerhold, T., Monechi, S., Thomas, E., Zachos, J.C., Donner, B., 2005. The Third and Final Early Eocene Thermal Maximum: Characteristics, Timing and Mechanisms of the 'X' Event, GSA Annual Meeting 37. Geological Society of America, Salt Lake City. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-04560
- Romein, A.J.T., 1982. The Cretaceous/Tertiary boundary: an astronomic or a sedimentary problem? IAS 3rd European Meeting, Copenhagen, 123-127.
- Rost, B., Riebesell, U., Burkhardt, S., Sultemeyer, D., 2003. Carbon acquisition of bloomforming marine phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 48, 55-67. DOI: 10.4319/lo.2003.48.1.0055
- Rost, B., Riebesell, U., 2004. Coccolithophores and the biological pump: responses to environmental changes. In: Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), *Coccolithophores – From Molecular Processes to Global Impact*. Springer, Berlin, 99-125. DOI: 10013/epic.21851.d001
- Roth, P.H., Thierstein, H.R., 1972. Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea drilling Project, 14, 421-485.
- Roth, P.H., 1974. Calcareous Nannoplankton from the Northwestern Indian Ocean, Leg 24, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 24, U.S. Government Printing Office, Washington, 969-994.

- Roth, P.H., Mullin, M.M., Berger, W.H., 1975. Coccolith sedimentation by fecal pellets: laboratory experiments and field observations. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1079-1084. DOI: 10.1130/0016-7606(1975)86<1079:CSBFPL>2.0.CO;2
- Roth, P.H., Coulborne, W.T., 1982. Floral and solution patterns of coccoliths in surface sediments of the North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 7, 1-52. DOI: 10.1016/0377-8398(82)90014-7
- Roth, P.H., 1986. Mesozoic paleoceanography of the North Atlantic and Tethys Oceans. In: Summerhayes, C.P., Shackleton, N.J. (Eds.), *North Atlantic Palaeoceanography*, Geological Society, Special Publications, 21, Blackwell Scientific Publications, London, 299-320. DOI: 10.1144/GSL.SP.1986.021.01.22
- Roth, P.H., 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 199-218. ISBN: 0-521-38050-2.
- Round, F.E., Crawford, R.M., Mann, D.G., 1990. *The Diatoms: Biology & Morphology of the Genera*. Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-36318-1
- Rousseaux, C.S., Gregg, W.W., 2014. Interannual Variation in Phytoplankton Primary Production at A Global Scale. *REMOTE SENSING*, 6, 1-19. DOI: 10.3390/rs6010001
- Schaller, M.F., 2015. Paleoceanography: Corrosive circulation. *Nature Geoscience*, 8, 429-430. DOI: 10.1038/ngeo2446.
- Scheibner, C., Speijer, R.P., 2008. Late Paleocene-early Eocene Tethyan carbonate platform evolution - A response to long- and short-term paleoclimatic change. *Earth-Science Reviews*, 90, 71-102. DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.07.002
- Schiller, J., 1930. Coccolithineae. In: Rabernhorst, L. (Ed.), *Dr. L. Rabenhorst's Kryptogamen – Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz*, 10 (2), Akademische VERLAGSGESELLSCHAFT, 89-267. DOI: 10.5962/bhl.title.1356
- Schlanger, S.O., Douglas, R.G., 1974. Pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In: Hsü, K.J., Jenkyns, H.C. (Eds.), *Pelagic Sediments on Land and under the Sea*, The International Association of Sedimentologists, Special Publications, 1, 117-148. DOI: 10.1002/9781444304855.ch6
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monechi, S., Von Salis, K., Speijer, R.P., 1997. High-resolution iridium, $\Delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{18}\text{O}$, foraminifera and nannofossil profiles across the latest Paleocene benthic extinction event at Zumaya, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133 (1-2), 49-68. DOI: 10.1016/S0031-0182(97)00024-2
- Schmitz, B., Pujalte, V., 2003. Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, 31 (8), 689-692. DOI: 10.1130/G19527.1

- Schneider, L.J., Bralower, T.J., Kump, L.R., 2011. Response of nanoplankton to early Eocene ocean de-stratification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310, 152-162. DOI: 10.1016/j.palaeo.2011.06.018
- Schoon, P.L., Heilmann-Clausen, C., Schultz, B.P., Sluijs, A., Sinninghe Damsté, J.P., Schouten, S., 2013. Recognition of Early Eocene global carbon isotope excursions using lipids of marine Thaumarchaeota. *Earth and Planetary Science Letters*, 373, 160-168. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.04.037
- Schultz, L.G., 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. US Geological Survey Professional Paper, 391 (C), 31 p. URL: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp391C>
- Schwarzacher, W., 1993. Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. Elsevier, Amsterdam, 225 p. ISBN: 978044489623
- Self-Trail, J. M., Powars, D. S., Watkins, D. K. Wandless, G. A., 2012. Calcareous nanofossil assemblage changes across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Evidence from a shelf setting. *Marine Micropaleontology*, 92-93, 61-80. DOI: 10.1016/j.marmicro.2012.05.003
- Serra-Kiel, J., Tosquella, J., Ferrandez, C., Gedik, N., 1998. In: Lamolda, M.A. (Ed.), *The Paleogene at La Acebosa section. 24 Coloquio Europeo de Micropaleontología, Libro Guía*, 41-45.
- Sexton, P. F., Wilson, P. A., Pearson, P. N., 2006. Palaeoecology of late middle Eocene planktic foraminifera and evolutionary implications. *Marine Micropaleontology*, 60, 1-16. DOI: 10.1016/j.marmicro.2006.02.006.
- Sexton, P. F., Norris, R.D., Wilson, P.A., Pälike, H., Westerhold, T., Röhl, U., Bolton, C.T., Gibbs, S.J., 2011. Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. *Nature*, 471, 349-352. DOI: 10.1038/nature09826
- Shackleton, N.J., 1986. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57, 91-102. DOI: 10.1016/0031-0182(86)90008-8
- Shanks, A.L., Trent, J.D., 1980. Marine snow: sinking rates and potential role in vertical flux. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 27 (2A), 137-143. DOI: 10.1016/0198-0149(80)90092-8
- Shellito, C., Sloan, L.C., Huber, M., 2003. Climate model constraints on atmospheric CO₂ levels in the early-middle Palaeogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 113-123.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, 109, B08104. DOI: 10.1029/2003JB002514

- Siesser, W.G., Winter, A., 1994. Composition and morphology of coccolithophore skeletons. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 51-62. ISBN: 0-521-38050-2.
- Sikes, C.S., Wilbur, K.M., 1982. Functions of coccolith formation. *Limnology and Oceanography*, 27, 18-26. DOI: 10.4319/lo.1982.27.1.0018
- Silver, M.W., Shanks, A.L., Trent, J.D., 1978. Marine snow: microplankton habitat and source of small-scale patchiness in pelagic populations. *Science*, 201 (4353), 371-373. DOI: 10.1126/science.201.4353.371
- Skeffington, S.W., Scheffel, A., 2018. Exploiting algal mineralization for nanotechnology: bringing coccoliths to the fore. *Current Opinion in Biotechnology*, 49, 57-63. DOI: 10.1016/j.copbio.2017.07.013
- Sloan, L.C., Huber, M., 2001. Eocene Oceanic Responses to Orbital Forcing on Precessional Time Scales. *Paleoceanography*, 16, 101-111. DOI: 10.1029/1999PA000491
- Sloan, L. C., Rea, D.K., 1996. Atmospheric carbon dioxide and early Eocene climate: A general circulation modeling sensitivity study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 275-292. DOI: 10.1016/0031-0182(95)00012-7
- Sluijs, A., Schouten, S., Pagani, M., Woltering, M., Brinkhuis, H., Damsté, J.S.S., Dickens, J., Moran, K., 2006. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 441, 610-613. DOI: 10.1038/nature04668
- Sluijs, A., Bowen, G., Brinkhuis, H., Lourens, L., Thomas, E., 2007a. The Palaeocene-Eocene Thermal Maximum Super Greenhouse: Biotic and geochemical signatures. Age models and Mechanisms of Global Change. In: Williams, M., Haywood, A.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N. (Eds.), *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropaleontological Society Special Publications, 323-349.
- Sluijs, A., Brinkhuis, H., Schouten, S., Bohaty, S.M., John, C.M., Zachos, J.C., Reichart, G.J., Sinninghe Damsté, J.S., Crouch, E.M., Dickens, G.R., 2007b. Environmental precursors to rapid light carbon injection at the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, 450, 1218-1221. DOI: 10.1038/nature06400
- Sluijs, A., Röhl, U., Schouten, S., Brumsack, H.J., Sangiorgi, F., Sinninghe Damsté, J.S., Brinkhuis, H., 2008a. Arctic Late Paleocene-Early Eocene paleoenvironments with special emphasis on the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (Lomonosov Ridge, Integrated Ocean Drilling Program Expedition 302). *Paleoceanography*, 23, PA1S11. DOI: 10.1029/2007PA001495
- Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E.M., John, C.M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Reichart, G.J., Schouten, S., Pancost, R.D., Sinninghe Damsté, J.S., Welters, N.L.D., Lotter, A.F., Dickens, G.R., 2008b. Eustatic

variations during the Paleocene-Eocene greenhouse world. *Paleoceanography*, 23, PA4216. DOI: 10.1029/2008PA001615

- Sluijs, A., Schouten, S., Donders, T.H., Schoon, P.L., Röhl, U., Reichert, G.J., Sangiorgi, F., Kim, J.H., Sinninghe Damsté, J.S., Brinkhuis, H., 2009. Warm and wet conditions in the Arctic region during Eocene Thermal Maximum 2. *Nature Geoscience*, 2, 777-780. DOI: 10.1038/ngeo668
- Smayda, T.J., 1970. The suspension and sinking of phytoplankton in the sea. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, 8, 353-414.
- Smith, A.G., 1996. Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Peninsula. In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 6-8.
- Sournia, A., 1982. Form and function in marine phytoplankton. *Biological Reviews*, 57, 347-394. DOI: 10.1111/j.1469-185X.1982.tb00702.x
- Sprong, J., Youssef, M.A., Bornemann, A., Schulte, P., Steurbaut, E., Stassen, P., Kouwenhoven, T.J., Speijer, R.P. A multi-proxy record of the Latest Danian Event at Gebel Qreiya, Eastern Desert, Egypt. *Journal of Micropalaeontology*, 30, 167-182. DOI: 10.1144/0262-821X10-023
- Srivastava, S.P., Tapscott, C.R., 1986. Plate kinematics of the North Atlantic. In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America*, Geological Society of America, 385-404.
- Srivastava, S. P., Arthur, M. A. 1989. Tectonic evolution of the Labrador Sea and Baffin Bay: constraints imposed by regional geophysics and drilling results from Leg 105. In: Srivastava, S. P., Arthur, M. A., Clement, B., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, 105*. Texas A&M University, College Station, Texas, p. 989-1009. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.105.163.1989
- Stap, L., Sluijs, A., Thomas, E., Lourens, L., 2009. Patterns and magnitude of deep sea carbonate dissolution during Eocene Thermal Maximum 2 and H2, Walvis Ridge, South-Eastern Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 24, 1211-1223. DOI: 10.1029/2008PA001655
- Stap, L., Lourens, L., Thomas, E., Sluijs, A., Bohaty, S., 2010. High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal Maximum 2 and H2. *Geology*, 38 (7), 607-610. DOI: 10.1130/G30777.1
- Steinmetz, J.C., 1991. Calcareous Nannoplankton Biocoenosis: Sediment Trap Studies in the Equatorial Atlantic, Central Pacific and Panama Basin. *Ocean Biocoenosis Series*, 1, Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts, 85 p. DOI: 10.1575/1912/406

- Steinmetz, J.C., 1994a. Sedimentation of coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 179-198. ISBN: 0-521-38050-2.
- Steinmetz, J.C., 1994b. Stable isotopes in modern coccolithophores. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 219-230. ISBN: 0-521-38050-2.
- Stoll, H.M., Rosenthal, Y., Falkowski, P., 2001. Climate proxies from Sr/Ca of coccolith calcite: Calibrations from continuous culture of *Emiliania huxleyi*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (6), 927-936. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00836-5
- Stoll, H.M., Klaas, C.M., Probert, I., Encinar, J.R., García-Alonso, J.I., 2002. Calcification rate and temperature effects on Sr partitioning in coccoliths of multiple species of coccolithophorids in culture. *Global and Planetary Change*, 34, 153-171. DOI: 10.1016/S0921-8181(02)00112-1
- Stoll, H.M., Shimizu, N., Archer, D., Ziveri, P., 2007. Coccolithophore productivity response to greenhouse event of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 192-206. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.03.037
- Storey, M., Duncan, R.A., Swisher, C.C., 2007. Paleocene–Eocene thermal maximum and the opening of the northeast Atlantic. *Science*, 316, 587-589. DOI: 10.1126/science.1135274
- Svensen, H., Planke, S., Malthé-Sørensen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T. R., Rey, S. S., 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 429, 542-545. DOI: 10.1038/Nature02566.
- Tan, S.H., 1927. Discoasteridae incertae sedis. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Section Science*, 30, 411-419.
- Tappan, H., 1980. *The Paleobiology of Plant Protists*. Freeman & Co., 1028 p. ISBN: 978-0-716-71109.4
- Taylor, K.G., Macquaker, J.H.S., 2011. Iron minerals in marine sediments record chemical environments. *Elements* 7, 113-118. DOI: 10.2113/gselements.7.2.113
- Teixell, A., 2000. Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, 288, 54-65.
- Thierstein, H.R., 1980. Selective dissolution of late cretaceous and earliest tertiary calcareous nannofossils: Experimental evidence. *Cretaceous Research*, 1 (2), 165-176. DOI: 10.1016/0195-6671(80)90023-3
- Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49, 201-221. DOI: 10.1016/S0012-8252(99)00054-9

- Thomas, D.J., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 1999. New evidence for subtropical warming during the late Paleocene thermal maximum: stable isotopes from deep sea drilling project site 527, Walvis Ridge. *Paleoceanography*, 14, 561-570.
- Thomas, D. J., Zachos, J. C., Bralower, T. J., Thomas, E., Bohaty, S.M., 2002. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology*, 30, 1067-1070. DOI: 10.1130/0091-7613(2002)030<1067:WTFFTF>2.0.CO;2
- Thomas, D.J., Bralower, T.J., Jones, C.E., 2003. Neodymium isotopic reconstruction of late Paleocene-early Eocene thermohaline circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 209 (3-4), 309-322. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00096-7
- Thomas, D.J., 2004. Evidence for deep-water production in the North Pacific Ocean during the early Cenozoic warm interval. *Nature*, 430, 65-68. DOI: 10.1038/nature02639.
- Thomas, D.J., Lyle, M., Moore, T.C., Rea, D.K., 2008. Paleogene deepwater mass composition of the tropical Pacific and implications for thermohaline circulation in a greenhouse world. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q02002. DOI: 10.1029/2007gc001748.
- Thomas, E., Shackleton, N.J., 1996. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In: Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M., Dunay, R.E (Eds.), *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe*. Geological Society Sp. Publ., 101, 401-441. DOI: 10.1144/GSL.SP.1996.101.01.20
- Thomas, E., Zachos, J.C., 2000. Was the late Paleocene Thermal Maximum a unique event? *GFF*, 122 (1), 169-170. DOI: 10.1080/11035890001221169
- Thompson, E., Schmitz, E., 1997. Barium and the late Paleocene $\delta^{13}\text{C}$ maximum: Evidence of increased marine surface productivity. *Paleoceanography*, 12, 239-254. DOI: 10.1029/96PA0333
- Toffanin, F., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Giusberti, L., Luciani, V., Spofforth, D. J. A., Pälike, H., 2011. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Middle Eocene Climatic Optimum: Clues from the central-western Tethys (Alano section, NE Italy). *Marine Micropaleontology*, 81, 22-31. DOI: 10.1016/j.marmicro.2011.07.002
- Toffanin, F., Agnini, C., Rio, D., Acton, G., Westerhold, T., 2013. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific). *Micropaleontology*, 59 (1), 69-82.
- Toggweiler, J. R., Björnsson, H., 2000. Drake Passage and paleoclimate, *Journal of Quaternary Science*, 15, 319-328. DOI: 10.1.1.394.9621
- Tremolada, F., Bralower, T.J., 2004. Nannofossil assemblage fluctuations during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North

- Atlantic Ocean): palaeoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, 52, 107-116. DOI: 10.1016/j.marmicro.2004.04.002
- Tripathi, A.K., Elderfield, H., 2005. Deep-sea temperature and circulation changes at the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 308, 1894-1898. DOI: 10.1126/science.1109202
- Uchikawa, J., Zeebe, R.E., 2010. Examining possible effects of seawater pH decline on foraminiferal stable isotopes during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Paleoceanography*, 25, PA2216. DOI: 10.1029/2009PA001864.
- Van Vliet, A., 1978. Early Tertiary deep-water fans of Guipúzcoa, northern Spain. In: Stanley, D.J., Kelling, G. (Eds.), *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, USA, 190-209.
- Venrick, E.L., 1982. Phytoplankton in an oligotrophic ocean: Observations and questions. *Ecological Monographs*, 52, 129-154. DOI: 10.2307/1942608
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional cristal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 893-915.
- Villa, G., Persico, D., 2006. Late Oligocene climatic changes: evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 110-119. DOI: 10.1016/j.palaeo.2005.07.028
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., Persico, D., 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology* 69, 173-192. DOI: 10.1016/j.marmicro.2008.07.006
- Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012. Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth Science Rev.* 110, 93-110. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.11.001
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Palike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104, 111-142. DOI: 10.1016/j.earscirev.2010.09.003
- Weedon, G.P., 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy: Examining Stratigraphic Records of Environmental Cycles*. Cambridge University Press, Cambridge, 274 p. ISBN: 9780521019835
- Wei, W., Wise, S.W., 1990. Biogeographic gradients of middle Eocene–Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeog., Palaeoc., Palaeoe.* 79, 29–61. DOI: 10.1016/0031-0182(90)90104-F
- Weiss, R., 1974. Carbon dioxide in water and seawater. The solubility of a non-ideal gas. *Marine Chemistry*, 2, 203-215. DOI: 10.1016/0304-4203(74)90015-2

- Weissert, H., 1989. C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10, 1-61. DOI: 10.1007/BF01901664
- Westbroek, P., Young, J.R., Linschooten, K., 1989. Coccolith production (Biom mineralization) in the marine alga *Emiliania huxleyi*. *Journal of Protozoology*, 34 (4), 348-373. DOI: 10.1111/j.1550-7408.1989.tb05528.x
- Westbroek, P., Byddemeier, B., Coleman, M., Dok, D.J., Fautin, D., Stal, L., 1994. Strategies for the study of climate forcing by calcification. In: Doumenge, F. (Ed.), *Past and Present Biom mineralization Processes. Considerations about the Carbonate Cycle*. Bulletin de l'Institute oceanographique, Monaco, 13, 37-60.
- Westerhold, T., Röhl, U., Laskar, J., Raffi, I., Bowles, J., Lourens, L.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events: Implications from the Ocean Drilling Program Leg 208 Walvis Ridge depth transect. *Paleoceanography*, 22, PA2201. DOI: 10.1029/2006PA001322
- Westerhold, T., Röhl, U., 2013. Orbital pacing of Eocene climate during the Middle Eocene Climate Optimum and the chron C19r event: Missing link found in the tropical western Atlantic. *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 14 (11), 4811-4825. DOI: 10.1002/ggge.20293
- Westerhold, T., Röhl, U., Frederichs, T., Agnini, C., Raffi, I., Zachos, J.C., Wilkens, R.H., 2017. Astronomical Calibration of the Ypresian Time Scale: Implications for Seafloor Spreading Rates and the Chaotic Behaviour of the Solar System? *Climate of the Past Discussions*, 13, 1129-1152. DOI: 10.5194/cp-13-1129-2017
- Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B., Frederichs, T., Kordesch, W.E.C., Bohaty, S.M., Hodell, D.A., Laskar, J., Zeebe, R.E., 2018. Late Lutetian Thermal Maximum – crossing a thermal threshold in Earth's climate system? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19 (1), 73-82. DOI: 10.1002/2017GC007240
- Wilson, I.L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico-a review. *International Association of Sedimentologists Special Publications*, 9, 235-255. DOI: 10.1002/9781444303834.ch9
- Wing, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H., 2005. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene Boundary. *Science*, 310, 993-996. DOI: 10.1126/science.1116913
- Winguth, A.M.E., Shellito, C., Shields, C., Winguth, C., 2010. Climate Response at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum to Greenhouse Gas Forcing - A Model Study with CCSM3. *International Journal of Climatology*, 23, 2562-2584. DOI: 10.1175/2009jcli3113.1
- Winguth, A.M.E., Thomas, E., Winguth, C., 2012. Global decline in ocean ventilation, oxygenation, and productivity during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the benthic extinction. *Geology*, 40 (3), 263-266. DOI: 10.1130/G32529.1

- Winter, A., Reiss, Z., Luz, B., 1979. Distribution of living coccolithophore assemblages in the Gulf of Elat (Aqaba). *Marine Micropaleontology*, 4, 197-223.
- Winter, A., 1982. Paleoenvironmental interpretation of Quaternary coccolith assemblages from the Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. *Revista Española de Micropaleontología*, 14, 291-314.
- Winter, A., 1985. Distribution of living coccolithophores in the California Current System, southern California borderland. *Marine Micropaleontology*, 9, 385-393. DOI: 10.1016/0377-8398(85)90007-6
- Winter, A., Briano, J., 1989. Coccolithophores and global CO₂. *INA Newsletter*, 11 (2), 109-110.
- Winter, A., Siesser, W.G., 1994. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 242 p. ISBN: 0-521-38050-2.
- Young, J.R., 1989. Observations on heterococcolith rim structure and its relationship to developmental processes. In: Crux, J., Van Heck, S.E. (Eds.), *Nannofossils and Their biostratigraphic Applications*, British Micropaleontology Association, 1-20.
- Young, J.R., 1994. Functions of coccoliths. In: Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), *Coccolithophores*. Cambridge University Press, UK, 63-82. ISBN: 0-521-38050-2.
- Young, J.R., Ziveri, P., 2000. Calculation of coccolith volume and its use in calibration of carbonate flux estimates. *Deep-Sea Research II*, 47, 1679-1700. DOI: 10.1016/S0967-0645(00)00003-5
- Young, J.R., Geisen, M., Cros, L., Kleijne, A., Probert, I., Ostergaard, J.B., 2003. A guide to extant coccolithophore taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research*, Special Issue, 1, 1-132.
- Young, J.R., Geisen, Y.M., Probert, I., 2005. A review of selected aspects of coccolithophore biology with for paleobiodiversity estimation implications. *Micropaleontology*, 51, 267-288. DOI: 10.1649/772
- Zachos, J.C., Lohmann, K.C., Walker, J.C., Wise, S.W., 1993. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. *The Journal of Geology*, 101 (2), 191-213.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686-693. DOI: 10.1126/science.1059412
- Zachos, J.C., Wara, M.W., Bohaty, S., Delaney, M., Petrizzo, M.R., Brill, A., Bralower, T.J., Premoli-Silva, I., 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, 302, 1551-1554. DOI: 10.1126/science.1090110
- Zachos, J.C., Kroon, D., Blum, P., Bowles, J., Gaillot, P., Hasegawa, T., Hathorne, E.C., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Jung, J.H., Keller, S.M., Lee, Y.S., Leuschner, D.C., Liu, Z., Lohmann, K.C., Lourens, L.J., Monechi, S., Nicolo, M.J., Raffi, I.,

- Riesselman, C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Schmidt, D.N., Sluijs, A., Thomas, D.J., Thomas, E., Vallius, H., 2004. Early cenozoic extreme climates: The Walvis Ridge transect. *Proceedings ODP Initial Reports*, 208. College Station, TX (Ocean Drilling Program). DOI: 10.2973/odp.proc.sr.208.2007
- Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H., Kroon, D., 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 308, 1611-1615. DOI: 10.1126/science.1109004
- Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279-293. DOI: 10.1038/nature06588
- Zachos, J.C., McCarren, H., Murphy, B., Röhl, U., Westerhold, T., 2010. Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals. *Earth and Planetary Science Letters*, 299, 242-249. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.09.004
- Zeebe, R.E., Zachos, J.C., 2007. Reversed deep-sea carbonate ion basin gradient during Paleocene-Eocene thermal maximum. *Paleocean.*, 22. DOI: 10.1029/2006PA001395
- Zeebe, R.E., Zachos, J.C., Dickens, G.R., 2009. Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene-Eocene Thermal Maximum warming. *Nature Geoscience*, 2, 576-580. DOI: 10.1038/ngeo578
- Zeebe, R.E., 2012. History of seawater carbonate chemistry, atmospheric CO₂, and ocean acidification, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40 (1), 141-165. DOI: 10.1146/annurev-earth-042711-105521
- Zeebe, R.E., 2013. What caused the long duration of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum? *Paleoceanography*, 28, 440-452. DOI: 10.1002/palo.20039
- Zeebe R.E., Ridgwell, A., Zachos, J.C., 2016. Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years. *Nature Geoscience*, 9, 325-329. DOI: 10.1038/ngeo2681
- Ziveri, P., Young, J.R., Van Hinte, J.E., 1999. Coccolithophore export production and accumulation rates. In: Bruns, P., Hass, H.C. (Eds.), *On Determination of Sediment Accumulation Rates*. GeoResearch Forum, Trans Tech Publications LTD, Switzerland, 5, 41-56.
- Ziveri, P., De Bernardi, B., Baumann, K.H., Stoll, H.M., Mortyn, P.G., 2007. Sinking of coccolith carbonate and potential contribution to organic carbon ballasting in the deep ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 659-675. DOI: 10.1016/j.dsr2.2007.01.006

