

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

**PALEOBIOLOGIA STRATIGRAFICA AD ALTA RISOLUZIONE DI
DEPOSITI OLOCENICI DEL DELTA DEL DANUBIO**

Candidata:
Giuseppina Razzino

Relatore:
Prof. Daniele Scarponi

Correlatori:
Prof.ssa Veronica Rossi
Dott. Michele Azzarone

Sessione Marzo 2017
Anno Accademico 2015-2016

1. Introduzione	4
2. Inquadramento dell'area di studio	6
2.1 Il Mar Nero	6
2.1.1 Inquadramento geografico e chimico – fisico del bacino	6
2.1.2 Inquadramento geologico	9
2.1.3 Andamento del livello del Mar Nero durante l'Olocene	14
2.2 Il Delta del Danubio	16
2.2.1 Inquadramento geologico e geomorfologico	16
2.2.2 Evoluzione deposizionale – stratigrafica Olocenica	22
2.2.3 Area di studio	30
3. I molluschi come indicatore della zonazione bentonica delle zone salmastre	33
3.1 Caratteristiche delle faune d'ambiente salmastro	33
4. Metodologie e materiali utilizzati	34
4.1 Trattamento campioni	34
4.2 Schede ecotassonomiche	35
4.3 Analisi multivariate	36
4.3.1 Riduzione della matrice	37
4.3.2 Cluster Analysis	37

4.3.3 <i>Detrended Correspondence Analysis (DCA)</i>	39
4.4 Datazioni al radiocarbonio	40
5. Risultati	44
5.1 Dataset malacologico e specie chiave per l'interpretazione paleoambientale	44
5.2 Risultati analitici	59
5.2.1 Detrended Correspondence Analysis (DCA)	60
5.2.2 Clusters Analysis	70
6. Ricostruzione paleoambientale e integrazione con le principali fasi evolutive del Delta del Danubio	76
7. Conclusioni	83
8. Bibliografia	84
9. Appendice	96

1. Introduzione

Il lavoro di tesi che segue ricostruisce le dinamiche paleoambientali oloceniche registrate entro il carotaggio Enisala I (lat 44°53'30.04" N; long. 28°49'35.28"E, Tulcea, Romania) situato nella porzione meridionale dell'attuale Delta del Danubio, lungo il bordo occidentale del sistema lagunare Razim-Sinoe.

Lo studio è basato su inferenze derivanti da molluschi, attraverso un campionamento ad alta risoluzione per gli standard macrobentonici (1 campione ogni 20cm).

La tesi, oltre a dettagliare le ricostruzioni paleoambientali nel sito in oggetto, illustra le potenzialità, in ambito paleoecologico, dell'impiego di tecniche di analisi quantitative multivariate nella definizione e quantificazione del principale "driver" del "turnover" macrofaunistico in ambienti di transizione.

La località di provenienza della carota ha reso necessaria una ricerca bibliografica sulle dinamiche ambientali attuali del Bacino del Mar Nero e le principali fasi evolutive del Delta del Danubio durante l'Olocene (Capitolo 2). Le caratteristiche delle faune a molluschi in ambienti salmastri sono brevemente riportate nel capitolo 3.

Particolare attenzione è stata riposta nella descrizione delle principali tecniche di analisi multivariata (Capitolo 4), utilizzate per interpretare e calibrare trend paleobiologici (Detrended Correspondence Analysis-DCA) e definire le biofacies (Two-way cluster). Nel contempo si è brevemente accennato anche alle tecniche di datazione radiometrica utilizzata e possibili inconvenienti in questi ambiti.

I risultati ottenuti (Capitolo 5) hanno consentito la ricostruzione quantitativa della paleosalinità relativa agli intervalli fossiliferi e una definizione delle biofacies caratteristiche, nonché il loro turnover lungo la successione di sondaggio.

I risultati ottenuti con le analisi paleoecologiche, integrati alle conoscenze pregresse riguardanti le dinamiche oloceniche del Delta e alle datazioni radiometriche disponibili, hanno condotto alla ricostruzione di dettaglio della successione fossilifera lungo il sondaggio, in chiave evolutiva stratigrafico-paleoambientale (Capitolo 6).

Infine, il capitolo 7 riporta le principali conclusioni del presente lavoro di tesi magistrale.

2. Inquadramento dell'area di studio

2.1 Il Mar Nero

2.1.1 Inquadramento geografico e chimico – fisico del bacino

Il Mar Nero, situato tra l'Europa sud-orientale e l'Asia occidentale (figura 1), è collegato al Mar Egeo attraverso lo stretto dei Dardanelli (profondità media di 60 m circa), il Mar di Marmara e stretto del Bosforo (profondità media 40m).



Figura 1 - Inquadramento geografico del Mar Nero, dettaglio sull'area degli stretti turchi (immagine leggermente modificata da Google Earth)

Il Mar Nero, con una superficie di circa 436.400 km² e profondità massima di 2.243 m, riceve un notevole apporto di acque dolci (circa 350 km³/anno -

Gökaşan, 1997) ad opera dei fiumi: Dnestr, Bug Meridionale, Dnepr, Don, Kuban, Yesilimak, Kiiimak, Sakarya e Danubio. Quest'ultimo crea un sistema deltizio fra i più vasti in Europa (circa 5.600 km²) nella parte nord-occidentale del bacino, ed ogni anno, grazie all'apporto di materiale alluvionale, aumenta in larghezza di circa 40 metri (Hurrell,1996).

Il tributo di acque dolci risulta così copioso, rispetto all'evaporazione, da far risultare la salinità particolarmente bassa: 17,5-18,5‰ al centro e 8‰ presso le foci dei fiumi contro il 35-38‰ del Mediterraneo. Le fluttuazioni di marea sono trascurabili, essendo comprese tra i 7 cm ed i 12 cm, mentre tempeste e mareggiate fanno variare il livello del mare lungo costa di non oltre 1-2 m (Malciu et al., 2001).

Situato in una zona temperata, il Mar Nero ha un clima di tipo mediterraneo (con temperature marine estive superiori a 25 °C e invernali pari a circa 6-8 °C). Solo due aree, la Crimea del sud e le coste caucasiche, appartengono alla zona subtropicale propriamente detta. Circa l'87% del Mar Nero è anossico a causa dell'elevata stratificazione della colonna d'acqua. L'acqua marina in ingresso dal Bosforo, essendo più salata e più densa, si dispone negli strati più profondi mentre quella derivante dall'apporto fluviale rimane in superficie e si mescola solo parzialmente con le masse d'acqua del Mediterraneo. Nel contempo l'assenza di una corrente diretta dalla superficie in profondità e viceversa (turbolenza verticale) determina, assieme al decadimento della materia organica, condizioni anossiche in prossimità del fondo marino. La zona di transizione che si viene a creare tra le due masse presenta condizioni subossiche (<200 µMO₂ - Yakushev et al., 2007; figura 2).

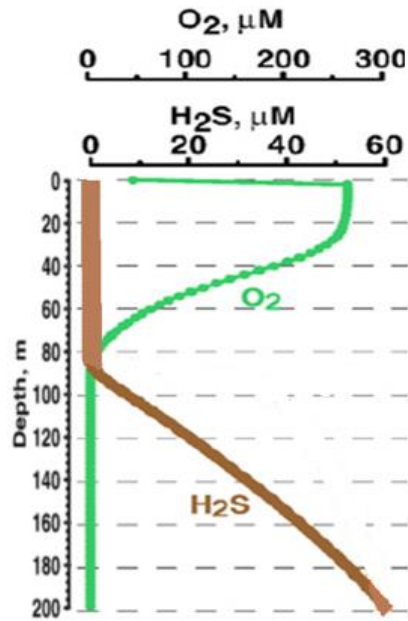


Figura 2 – Distribuzione verticale dei valori di O₂ e H₂S (estate) (Yakushev et al., 2007 modificata)

La circolazione nel Mar Nero è contraddistinta da due vortici ciclonici (*Western Gyre* e *Eastern Gyre* in figura 3), una corrente ciclonica lungo costa a scala di bacino (denominata *Rim Current*) e una serie di vortici quasi stabili o ricorrenti posti tra costa e la *Rim Current* (Oguz et al., 1993; Korotoev et al., 2003; Zatsepin et al., 2003; figura 3).

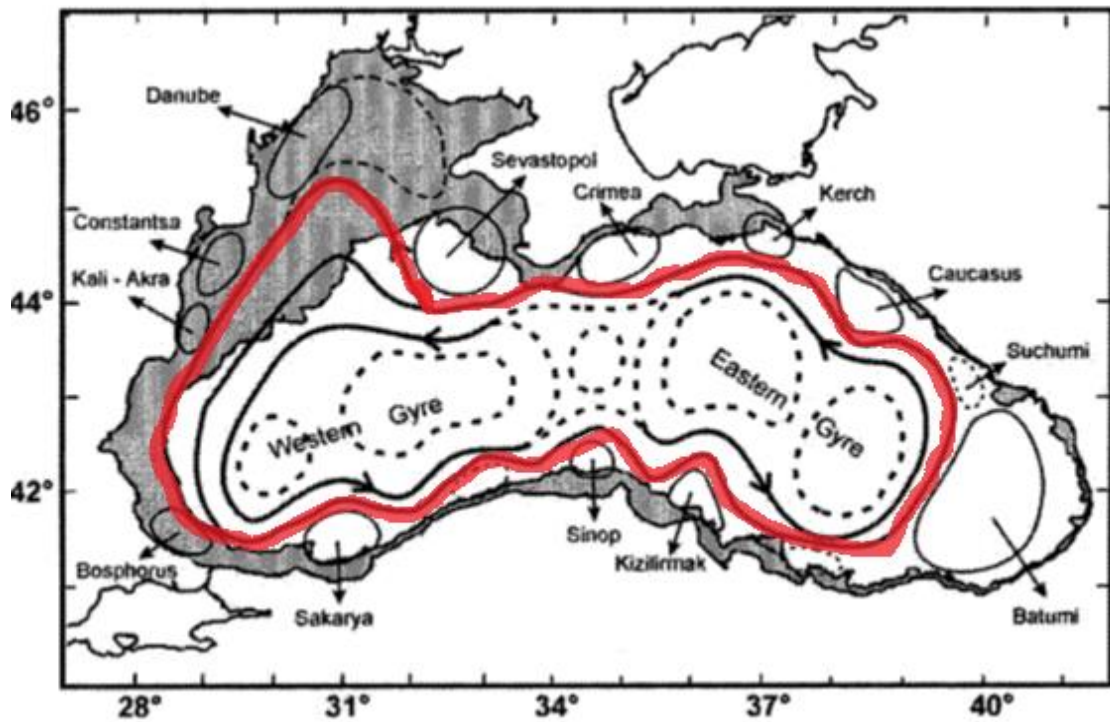


Figura 3 - Mappa schematica delle principali correnti riguardanti la circolazione negli strati superficiali, in evidenza la Rim Current (Korotoev et al., 2003)

2.1.2 Inquadramento geologico

Il bacino del Mar Nero è un bacino di retroarco apertosi durante il Cretaceo grazie alla subduzione verso nord della Neotetide al di sotto dell'arco vulcanico Balcanico-Pontide. Studi di riflessione sismica profonda hanno evidenziato la presenza di due sottobacini estensionali (figura 4):



Figura 4 - Inquadramento tettonico del Mar Nero (Robinson et al., 1996)

- il bacino del Mar Nero occidentale: apertosi in relazione alla separazione della zona d'Istanbul dalla piattaforma Moesiana. Una fase tardiva di *rifting* (Albiano-Barremiano inferiore) è stata seguita da una fase di subsidenza e formazione di crosta oceanica (Cenomaniano-Maastrichtiano);

-il bacino del Mar Nero orientale: formatosi in risposta alla fase di *rifting* del tardo Paleocene, seguito dalla formazione di crosta oceanica di età medio eocenica (figura 4).

I due sottobacini sono separati da un grande blocco continentale, conosciuto come la dorsale media del Mar Nero, delimitata ad ovest da un sistema di faglie *strike-slip* sinistre che sono la prosecuzione a sud-est della faglia di Odessa (figura 4; Dinu et al., 2005).

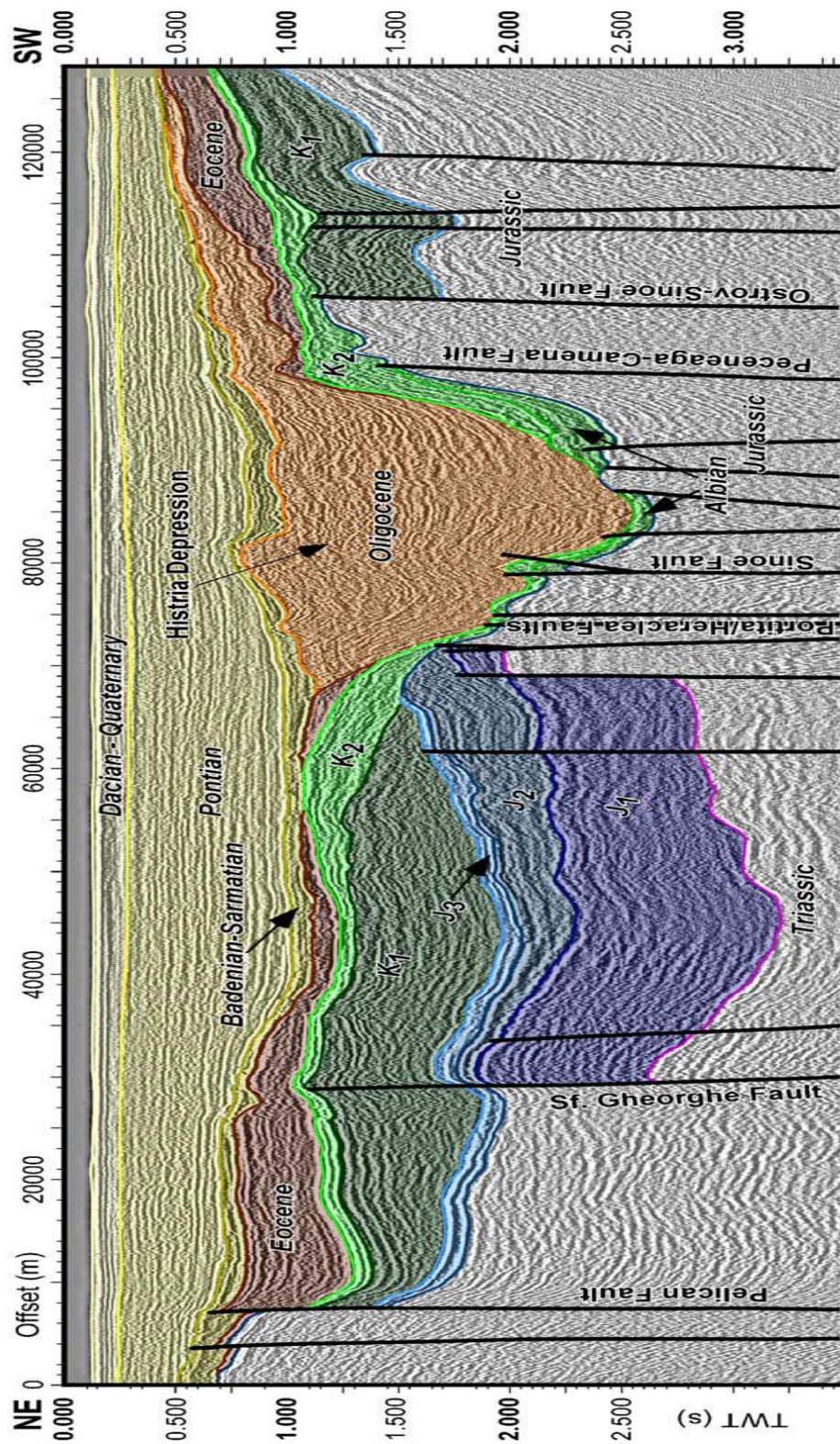


Figura 5 – Interpretazione di un profilo sismico del bacino del Mar Nero, nell'immagine si notano le posizioni stratigrafiche di: (Tr) Triassico, (Jr) Giurassico, (JR1) Giurassico inferiore, (JR2) Giurassico medio, (K1) Cretaceo inferiore, (Ab) Albiano, (K2) Cretaceo superiore, (Eo) Eocene (Dinu et al., 2005)

Il cuneo sedimentario che si sviluppa in piattaforma riflette l'interazione tra il *rifting* su larga scala, il sollevamento dei fianchi orogenici, la subsidenza post-rift e i cambiamenti di livello del mare. Di conseguenza si sono alternati periodi di intensa sedimentazione legata all'apertura e periodi di erosione/non deposizione legati al *rebound* isostatico post *rifting* (Dinu et al., 2005 - figura 5).

Il Bacino ha fortemente risentito delle fluttuazioni climatico-eustatiche. Durante l'ultimo massimo glaciale (circa 20.000 anni fa) a causa della caduta del livello del mare stimato a circa -120 m rispetto all'attuale (Waelbroeck et al., 2002), il Mar Nero divenne di fatto un grande lago dulciacquicolo ("fase lacustre") le cui dinamiche sedimentarie erano regolate unicamente dal clima e dall'apporto sedimentario dei fiumi (Soulet et al., 2011). Durante la fase di stazionamento basso (*lowstand*) la linea di costa era ubicata al passaggio piattaforma-scarpata fra i 100-200 m (Kini et al., 2004, Soulet et al., 2011). La riconnessione fra il Mar Nero e il Mar Mediterraneo avvenuta nell'Olocene a seguito della risalita eustatica (Waelbroeck et al., 2002) ha dato vita alla "fase marina". Fino agli anni '70 si pensava che la riconnessione del Mar Nero al Mar di Marmara e al Mediterraneo fosse avvenuta lentamente (Ross et al., 1970). Ryan e colleghi tra il 1997 e il 1999, proposero invece il modello del "*Diluvium*" o "dell'inondazione preistorica del Mar Nero", per i quali la riapertura del Bosforo avvenne in maniera rapidissima, facendo salire il livello dell'acqua di 50 metri in un paio d'anni. In diversi siti del bacino è stata evidenziata a 100 m di profondità una superficie di *unconformity* tra sedimenti argillosi di *lowstand* pre-Younger Dryas (età al ^{14}C di 13.250 anni calibrati) e un livello sabbioso con faune lacustri definito in seguito come "Younger Dryas *transgressive lag*". Sono state inoltre individuate (Major et al., 2006) tra 100 m e 70 m di profondità paleo-spiagge e campi di dune compatibili con una trasgressione post Younger Dryas. Lo studio delle faune e le analisi geochimiche hanno quindi rilevato un repentino passaggio da ambiente di acqua dolce a salmastro, confermando l'ipotesi di Ryan e colleghi e fissando così l'ultima riapertura degli stretti tra 10.000 e 7.500 anni fa (Le Pichon et al., 2001; Aksu et al., 2002). Grazie a recenti studi e lavori di revisione su dati pregressi (Soulet et al., 2011) pare piuttosto ben definito in termini di età l'inizio della "fase marina" del Mar Nero (circa 9.000 anni fa),

mentre le modalità di tale “inondazione” sono ancora discusse dalla comunità scientifica (modello dell’innalzamento graduale o modello del *Diluvium*). Studi stratigrafici su sondaggi effettuati nella porzione bacinale (Ross & Degens, 1974) hanno confermato la presenza di depositi argillosi lacustri di età olocenica (Unità 3), ricoperti da sedimenti argillosi sapropelitici (deposti in condizioni salmastre e anossiche; Unità 2) ed infine depositi microlaminati (Unità 1) formati in un contesto simile a quello attuale. A profondità minori (fra 70-20 m) e in posizione prossima all’attuale costa nord-occidentale del Mar Nero, Oaie & Melinte-Dobrinescu (2012) non hanno riconosciuto le Unità 1 e 2 di Ross & Degens (1974), bensì un’unità stratigrafica complessa (“Shallow Unit”) sovrastante i depositi lacustri (Unità 3) e separata da questi mediante un intervallo principalmente composto da conchiglie di molluschi marini e salmastri (“shell Hash layer” in figura 6). La “Shallow Unit” è composta da alternanze di depositi argillosi, siltosi e livelli di accumulo di conchiglie appartenenti a specie di molluschi marini.

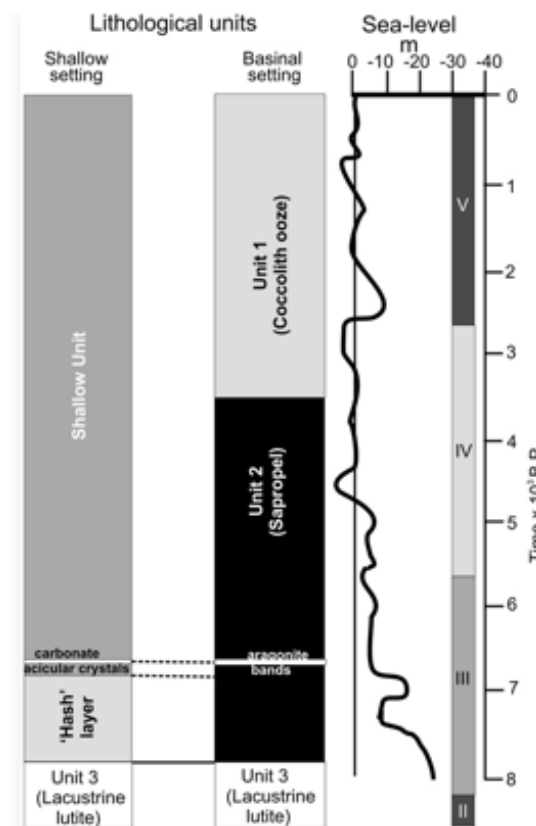


Figura 6 - Correlazione tra unità litologiche del Mar Nero. L’unità stratigrafica “Shallow Unit” sovrasta i depositi lacustri e un intervallo composto da conchiglie di molluschi marini e salmastri (“shell Hash layer”) (Oaie & Melinte-Dobrinescu 2012)

2.1.3 Andamento del livello del Mar Nero durante l'Olocene

Il tema della variazione del livello del Mar Nero durante l'Olocene è tutt'oggi oggetto di studio ed è ancora assente una teoria condivisa dalla comunità scientifica. Le condizioni tettoniche del bacino hanno fortemente influenzato le variazioni del livello marino nel Bacino, anche dopo la riconnessione con il Mar Mediterraneo avvenuta circa 9.000 anni fa (paragrafo 2.1.2).

Una delle curve ricostruite, e anche più usate, è quella pubblicata da Babalanov nel 2007 (figura 7), ottenuta interpolando i dati ottenuti da oltre 400 datazioni al radiocarbonio su materiali diversi (conchiglie marine e lagunari, torba, legno, ecc) rinvenuti entro corpi rocciosi o sedimentari comunemente utilizzati come “*sea-level proxy*”. Questi dati, tuttavia, comprendono differenti “*sea-level proxy*” e datazioni con differenti gradi di affidabilità e precisione. Inoltre Brückner e colleghi (2010), hanno sottolineato che questa curva non prende in considerazione le differenti condizioni tettoniche presenti nelle varie aree del Mar Nero.

Secondo la curva di Babalanov la variazione del livello del Mar Nero durante l'Olocene comprende fluttuazioni ritmiche di diversi ordini (da migliaia a centinaia d'anni), in sovrapposizione alla tendenza globale di innalzamento e poi stazionamento alto. In questa curva l'Olocene è suddiviso in 2 stadi.

Lo stadio 1 comprende le fluttuazioni da 11.000 a 6.000 anni fa, durante la massima accelerazione nella risalita del livello del mare, ed è suddiviso in 4 fasi: Neoeuxinian (ne), Bugazian (bg), Vityazevian (vt) e Kalamitian (kl). Il trend generale che lo caratterizza è di deciso innalzamento (da circa -50 m a -10 m in 5.000 anni) in accordo con l'andamento globale del livello del mare.

Lo stage 2 comprende gli ultimi 6000 anni e contiene due principali fasi Dzemetinian (dz) e Nymphaean (np) separate da una fase di caduta relativa (Phanagorian *lowstand*, fra circa 2.700-2.400 anni fa - Giosan et al. 2006), durante la quale il livello del Mar Nero era circa 7 - 8 m al di sotto dell'attuale (curva A in figura 7).

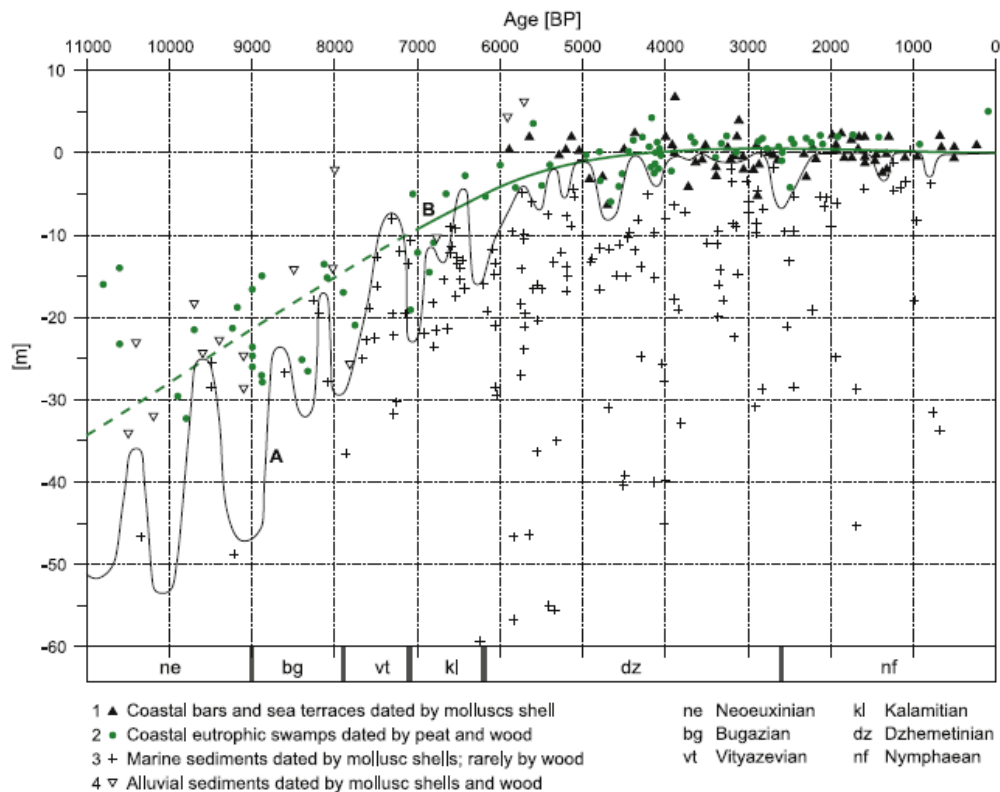


Figura 7 – Curve di variazione relativa del livello del Mar Nero riportate in Brückner et al. (2010). La curva A mostra le fluttuazioni individuate da Babalanov (2007) usando tutti i dati disponibili, mentre la curva B rappresenta l'andamento del livello del Mar Nero ottenuto scegliendo esclusivamente i dati più affidabili (“coastal swamp”; pallini verdi) secondo Brückner et al. (2010)

Brückner e colleghi nel 2010 hanno pubblicato uno studio sulle variazioni relative del livello del Mar Nero durante gli ultimi 7.500 anni, ovvero da quando il Mar Nero ed il Mar Mediterraneo sono diventati un sistema collegato. Gli autori hanno rimodellato parte della curva di Babalanov (curva B in figura 7) considerando esclusivamente i dati provenienti da un'unica tipologia di “sea-level proxy”, quella delle paludi costiere (“coastal peat/swamp”), considerata la migliore per affidabilità e per precisione del dato al radiocarbonio (assenza dell'effetto riserva). La curva così ottenuta è priva di significative oscillazioni e mostra un trend simile a quello caratterizzante la curva di variazione relativa del livello del mare per il Mediterraneo occidentale (Vacchi et al., 2016).

2.2 Il Delta del Danubio

2.2.1 Inquadramento geologico e geomorfologico

Il Danubio è il secondo corso d'acqua del continente Europeo per lunghezza, dimensione del bacino idrografico e apporto sedimentario, oltre ad essere l'unico grande fiume europeo a scorrere da ovest verso est. A partire dalle sorgenti, ubicate nella Foresta Nera in Germania, attraversa per circa 2.870 km dieci stati e varie capitali (Vienna, Bratislava, Budapest, Belgrado) per sfociare alla fine del suo corso attraverso un delta di circa 5.600 km², al confine tra Romania e Ucraina. Il suo bacino idrografico (figura 8) si estende in Europa centrale su una superficie di circa 817.000 km² e la portata d'acqua raggiunge i 9250 m³/s (valore su media annua), grazie alle acque di affluenti alpini e al suo scorrere in territori a particolare piovosità. Durante la stagione primaverile, i valori di portata raggiungono i livelli maggiori grazie allo scioglimento delle nevi invernali (Giosan et al., 2005).

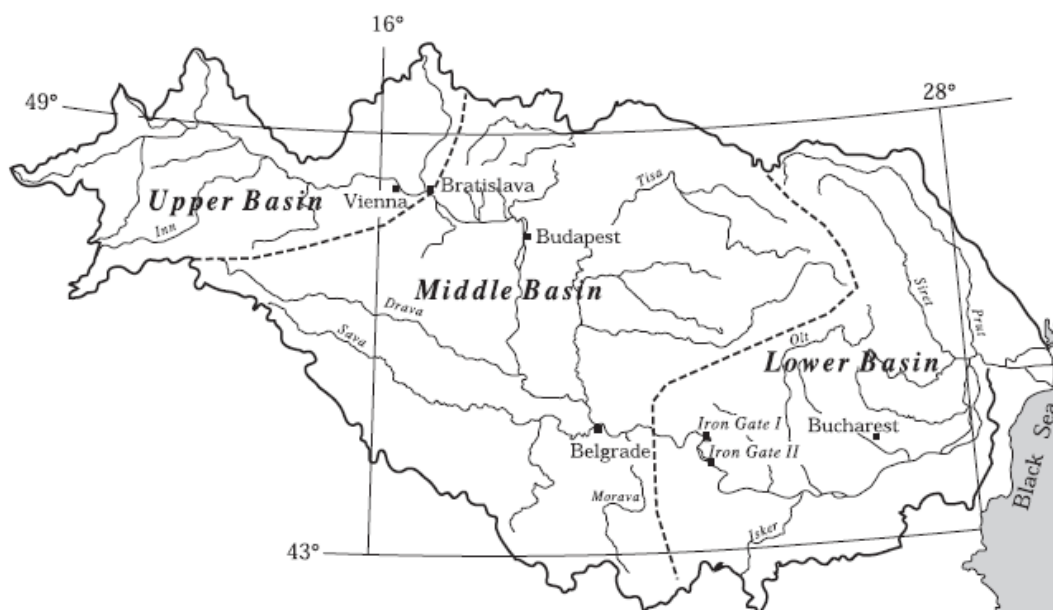


Figura 8 – Bacino idrografico del Danubio (Giosan et al., 2005)

Il Danubio sfocia nella zona nord-occidentale della piattaforma del Mar Nero e il suo delta si sviluppa entro un'insenatura di origine tettonica delimitata a Nord e a Sud da alti strutturali. Dal punto di vista geomorfologico, il delta del Danubio è definito nel suo complesso “*wave-influenced, river-dominated delta*” (Wright & Coleman, 1973; Galloway, 1975). Tuttavia sono presenti lobi con caratteristiche morfologiche talmente differenti da rendere impossibile

una classificazione unica entro il diagramma di Galloway, riportato in figura 9. Il lobo più a nord mostra infatti caratteristiche da “*river-dominated*”, mentre i lobi meridionali mostrano una forma compatibile con i “*wave-dominated*” (figura 10). Durante l’evoluzione del delta, sia lobi “*river-dominated*” che “*wave-dominated*” sono stati associati a diversi canali distributori (Panin, 1997).

È dunque presente un’elevata variabilità morfologica nell’area del delta, come risultato di processi di interazione variabili fra l’apporto sedimentario dei canali distributori e l’azione di onde e correnti lungo costa (Giosan et al., 1999).

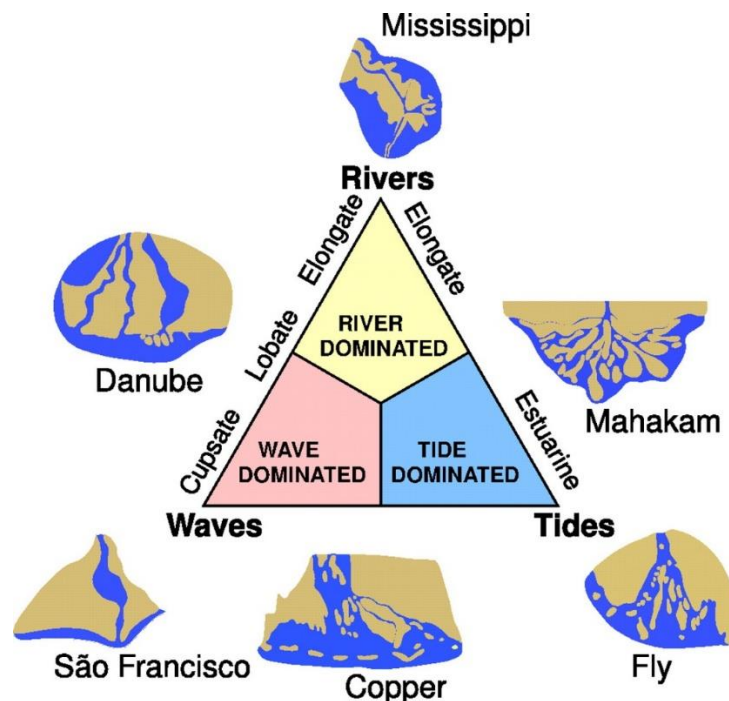


Figura 9 – Classificazione dei sistemi deltizi di Galloway. Il delta del fiume Danubio è composto da vari lobi, alcuni river-dominated altri wave-dominated

La pianura deltizia mostra, infatti, numerosi cordoni, aree umide e fitti reticoli di canali distributori soggetti a frequenti occlusioni ed avulsioni.

Essa è tuttavia divisibile in due aree principali denominate in letteratura “delta fluviale/delta interno” e “delta marino/delta esterno” (Giosan et al., 2005; figura 10). Il delta interno è compreso tra il plateau del Bugeac a nord, formato da depositi di loess, e la porzione settentrionale della catena del Dobrogea a sud. Quest’ultima è composta da due unità geotettoniche: Dobrogea Settentrionale (calcari del Cretaceo) e Dobrogea Centrale (scisti

verdi Precambriani) delimitate a nord dalla faglia St. Gheorghe (Giosan et al., 2005; Seghedi, 2012). Il peso di queste unità geotettoniche ha determinato un'importante mobilità crostale; si stima, infatti, che il tasso di subsidenza nella zona del delta oscilli tra 1,2 e 2 mm all'anno (Giosan et al., 1997).

Il settore di pianura morfologicamente ristretto e protetto, dove oggi è presente questa porzione del delta del Danubio, ha ospitato il primo apparato deltizio di età olocenica. Le prime fasi di evoluzione del delta hanno avuto luogo entro quest'area, che doveva essere una baia semi-protetta ("*Danube Bay*" o "Golfo del Danubio") a mare da una barriera sabbiosa (linea tratteggiata in figura 10). Il lobo principalmente coinvolto in questa fase di progradazione deltizia entro baia è il Tulcea e secondariamente Chilia I-II (figure 10, 11). L'assenza di cordoni litorali marini unitamente alla presenza di una fitta rete di sistemi argine-canale attivi e abbandonati confermano la presenza di condizioni protette ("Golfo del Danubio") con un grado di influenza marina ridotto (Spratt, 1860; Giosan et al., 2005).

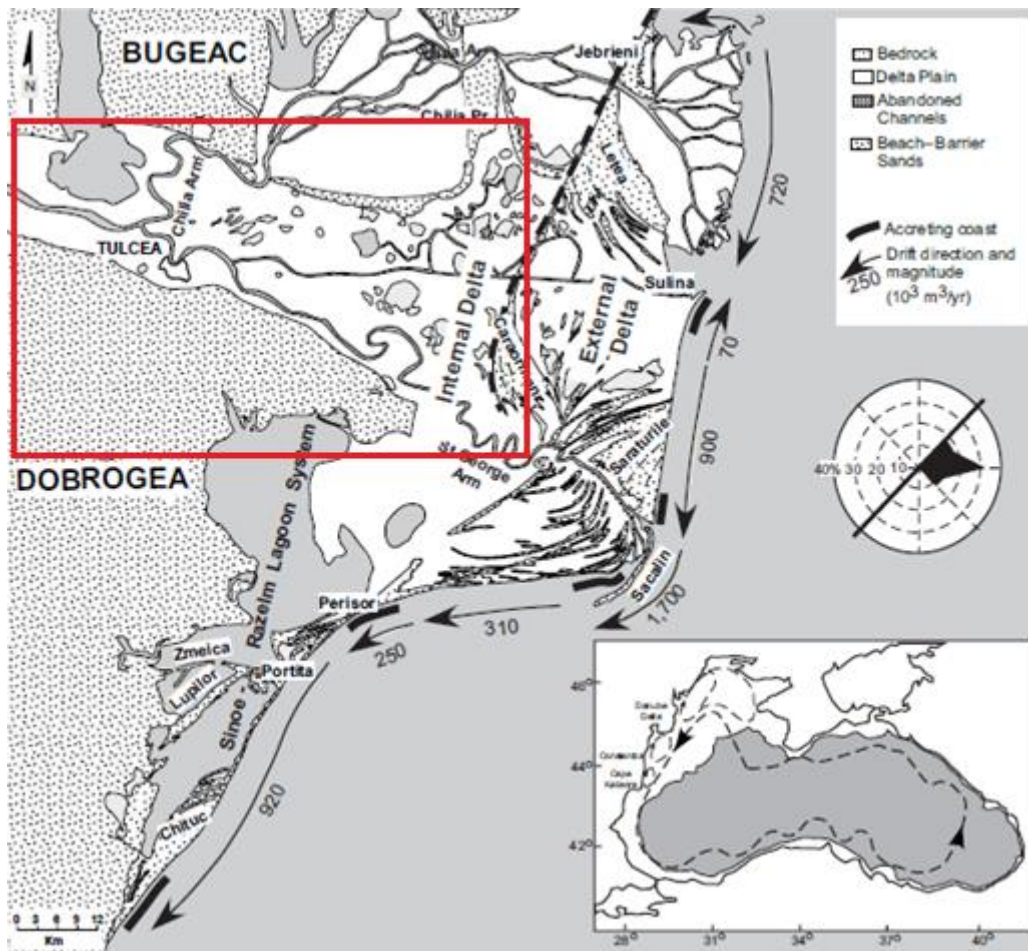


Figura 10 – Il delta fluviale del Danubio compreso tra il plateau Bugeac a nord e il margine settentrionale della catena Dobrogea a sud, evidenziato dal riquadro rosso. La linea nera tratteggiata indica la posizione e l’orientamento ipotizzati per la barriera sabbiosa esistente a protezione della baia, entro la quale hanno avuto luogo le prime fasi di costruzione del delta durante l’Olocene (Giosan et al., 2005)

Il delta esterno comprende gli ambienti deposizionali sviluppatasi oltre gli alti strutturali, che delimitano il delta interno. I canali distributori risultano organizzati in sistemi di drenaggio che definiscono tre lobi principali: Chilia (III), Sulina e St. George (I e II) (figura 11). I lobi presentano morfologie asimmetriche regolate dal moto ondoso e dalle correnti litoranee, ad eccezione del Chilia III che presenta morfologie prevalentemente fluviali (Bhattacharya et al., 2003). Sul lato in *updrift* di questi lobi le correnti sottocosta, ostruendo le bocche dei canali distributori, hanno creato sistemi di cordoni estesi e continui, mentre sul lato in *downdrift* si sono sviluppati sistemi barriera-laguna. Tra questi il Sincoe-Razelm è ancora oggi presente

nella porzione meridionale del delta con un'estensione di circa 400 km² (figura 12).

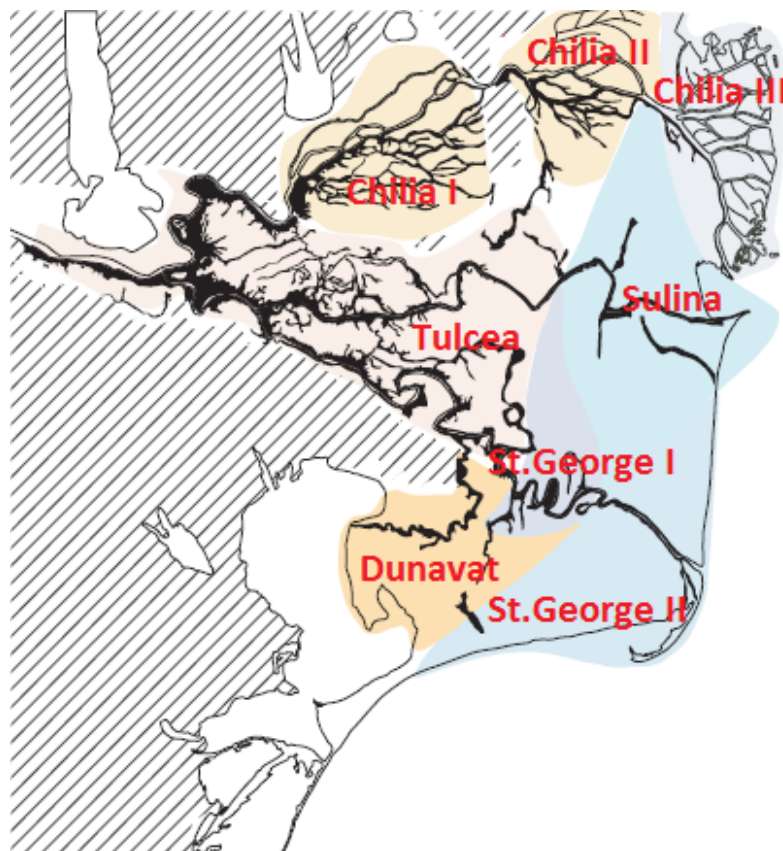


Figura 11 – Mappa dei lobi che compongono il sistema deltizio del Danubio (Giosan et al., 2005)

A protezione del sistema lagunare Razelm-Sinoe sono state riconosciute diverse generazioni di sistemi di barriera (Zmeica, Lupilor, Chituc, Istria). Entro questo sistema lagunare, tra i 3.500 e i 1.500 anni fa, il Dunavaz, un braccio del St. George, ha creato un ulteriore lobo: il Sinoe-Dunavat (figura 11 - Giosan et al., 2006).

Muovendosi ulteriormente verso est, a mare, sulla piattaforma interna della porzione nord-occidentale del bacino del Mar Nero sono stati riconosciuti e mappati gli ambienti deltizi subacquei di fronte deltizio e prodelta attuali (figura 12; Oaie & Melinte-Dobrinescu, 2012).

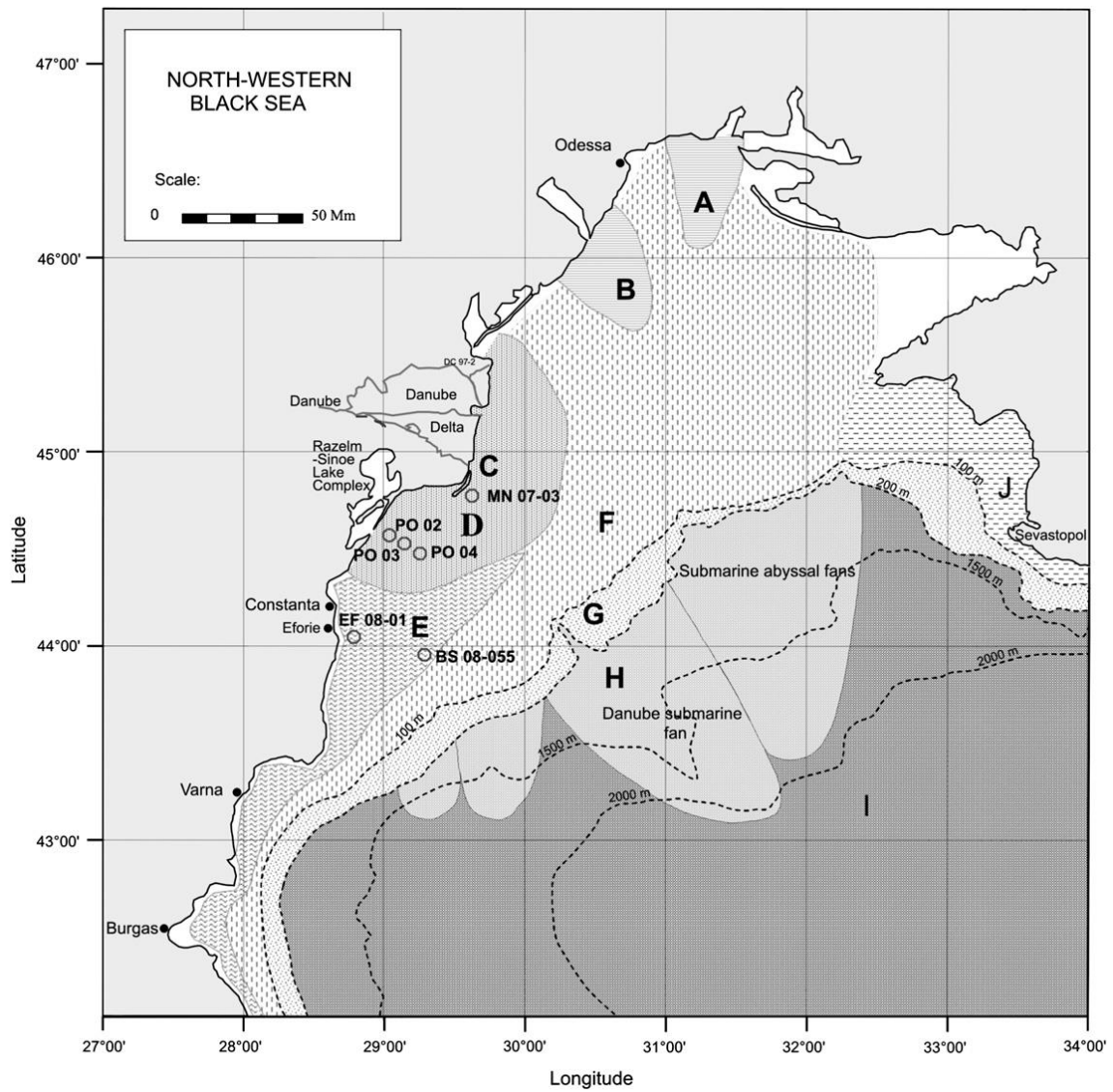


Figura 12 – ambienti subacquei della porzione nord-occidentale del Mar Nero: in evidenza il fronte deltizio (C) e prodelta (D) attuali del Danubio (Oaie Melinte-Dobrinescu, 2012)

2.2.2 Evoluzione deposizionale – stratigrafica Olocenica

Attraverso lo studio di carotaggi, diversi autori hanno studiato l'evoluzione del delta del Danubio durante l'Olocene. In particolare Giosan e colleghi in uno studio del 2009 hanno preso in considerazione una serie di dati stratigrafici pregressi di buona qualità e li hanno integrati ad un nuovo sondaggio a carotaggio continuo (figura 13).

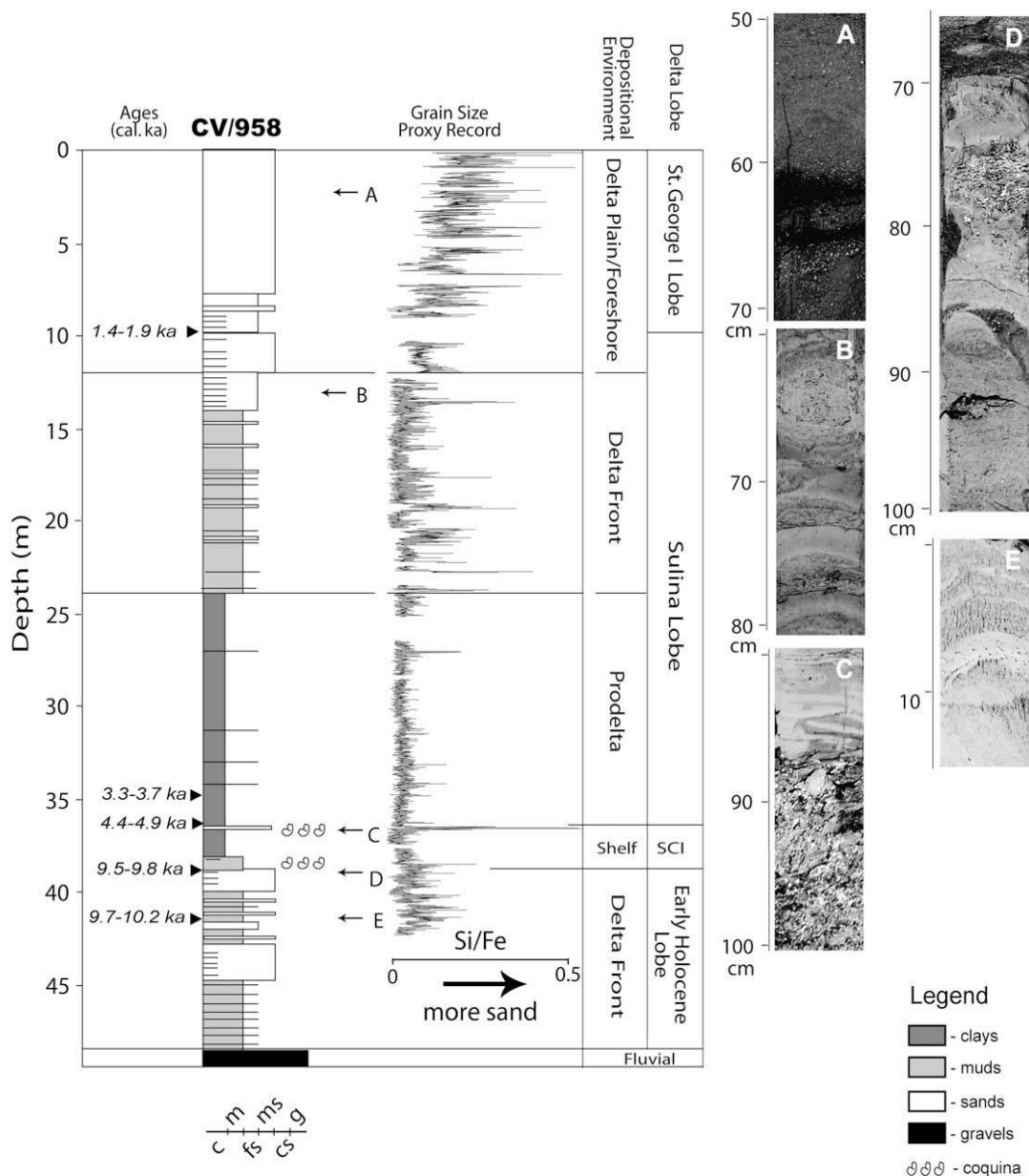


Figura 13 – Interpretazione dei dati ottenuti dalla carota CV/958, sono indicati litologia, ambiente deposizionale e lobi di riferimento. Le età sono state ottenute con il metodo del radiocarbonio su molluschi calibrate BP (Giosan et al., 2009)

Quest'ultimo, ubicato lungo l'attuale linea di costa della porzione settentrionale del lobo St. George II (CV/958 in figura 14), è stato analizzato tramite uno studio di facies accurato ed una serie di datazioni al radiocarbonio. Questo approccio ha permesso di riconoscere la seguente successione stratigrafica e di documentare le principali fasi evolutive del sistema deltizio del Danubio a partire dall'ultimo massimo glaciale (figura 14):

- sedimenti grossolani di origine fluviale (*gravels*) a profondità maggiori di 49 m al di sotto del livello del mare. Essi documentano una fase di riempimento in facies fluviale di valli incise verosimilmente durante l'ultimo massimo glaciale (figure 14 e 15);
- alternanze di sedimenti argilloso-limosi e sabbiosi, organizzati in successioni *coarsening upward* (CU), contenenti fauna lacustre. Questi depositi di spessore variabile (figura 15) sono interpretati come la prima successione di prodelta-fronte deltizio di età olocenica, quando il Mar Nero ancora isolato dal Mediterraneo era un enorme lago (paragrafo 1.1.3). Le datazioni al radiocarbonio forniscono, infatti, un'età al tetto della successione di circa 9.500-9.800 anni fa (antecedente al momento di ricollegamento Mar Nero-Mar Mediterraneo datato circa 9.000 anni fa);
- argille di piattaforma interna contenenti due livelli di accumulo conchigliare, uno di questi presente alla base della successione. Questi depositi sono stati interpretati, principalmente su base fossilifera, come una facies di piattaforma interna, indicativa dell'instaurarsi della prima fase "marina" del delta avvenuta dopo la riconnessione Mar Nero-Mar Mediterraneo. Le età al radiocarbonio disponibili sostengono questa ipotesi e documentano anche una fase di forte condensazione/scarso apporto sedimentario nell'area del sondaggio di riferimento-CV/958 fino almeno circa 5.000 anni fa;
- argille di prodelta passanti verso l'alto a sabbie di fronte deltizio appartenenti ai vari lobi che si sono attivati durante la fase di progradazione del delta.

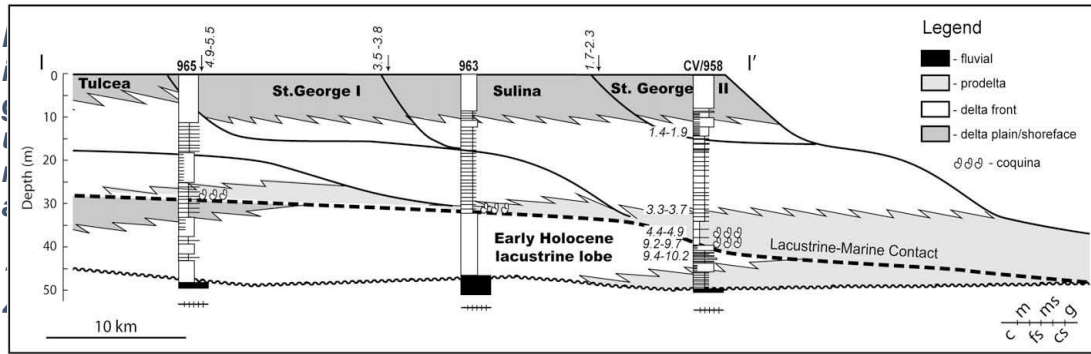


Figura 14 - Sezione longitudinale mostrante l'architettura deposizionale di sottosuolo del delta del Danubio. Sono evidenziati i lobi deltizi e l'intervallo temporale di attività. Le età sono calibrate in anni BP-Before Present (Giosan et al., 2009)

Per quanto concerne l'attivazione/disattivazione dei vari lobi del Danubio, ancora oggi ben riconoscibili dall'analisi geomorfologica della pianura, Panin e colleghi, nel lavoro del 2012, hanno proposto la cronologia di seguito descritta (tabella 1), ottenuta integrando dati geomorfologici, strutturali, geochimici, mineralogici, faunistici e soprattutto datazioni al radiocarbonio (Panin et al., 1983, Panin & Overmars, 2012).

Nr.	Main lobe	Relative dating	Absolute dating years BP	Number of channels	Number of mouths	Progradation speed
1	Initial Spit	1	11,700 - 7200	1	1	
1	Blocked Delta	1	11,700 - 7200	1	1	
2	St.George I Delta	2	~9000 - 7200	1	1	3-5 m/yr
3	Sulina	3	~7200 - 2 000	1	1	3-5 m/yr
3a	Sulina Delta – phase 1	3a	7200	1	1	6-9 m/yr
3b	Sulina Delta – phase 2	3b	~ 6000	3	3	
3c	Sulina Delta – phase 3	3c	~ 4900	5	5	
3d	Sulina Delta – phase 4	3d	~ 2800 - 2000	2	2	
4	Cosna – Sinoie Delta		3500 - 1500	1	1	?
5a	Kilia Delta	4	2500 - present	1 to 19	1 to 19	8-10 m/yr
5b	St. George II Delta	4	~ 2800 - present	1 to 3	1 to 3	8-9 m/yr

Tabella 1 - cronologia di attivazione/disattivazione dei lobi del delta secondo Panin e colleghi nel lavoro del 2012

Durante l'esistenza del "Golfo del Danubio", quasi l'intero carico sedimentario del Danubio veniva depositato all'interno del golfo/baia formando

progressivamente un corpo deltizio “lagunare” denominato da Panin e colleghi "*Blocked Delta*".

Il St. George I è il primo lobo ad essersi formato, in circa 2.000 anni tra 9.000 e 7.000 anni fa (Panin & Overmars, 2012) tra la barriera che separava il “Golfo del Danubio” dal bacino e l’alto strutturale del Dunavat. La progradazione del lobo stimata è di circa 10 km in circa 2.000 anni (figura 15), dopodiché il canale St. George è stato parzialmente ostruito dando vita ad un nuovo canale distributore il Sulina.

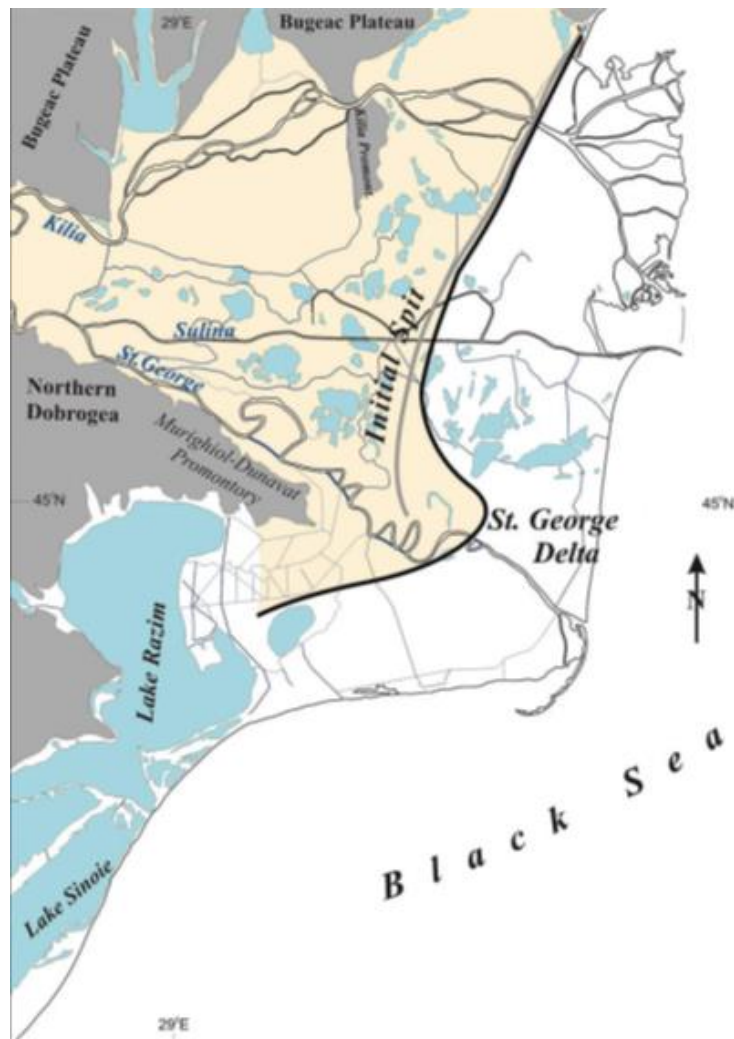


Figura 15 – Ricostruzione della posizione della linea di costa durante la fase di massima progradazione del lobo St. George I (Panin & Overmars, 2012)

Lo sviluppo del lobo Sulina è durato circa 5.000 anni da 7.200 a 2.000 anni fa (Panin et al., 1983). Inizialmente è stato caratterizzato da un’evoluzione lenta e da una morfologia regolata da correnti e moto ondoso, ma

successivamente l'intensificarsi dell'apporto sedimentario dal Sulina ha determinato una significativa crescita del lobo e l'aumento del numero dei canali distributori minori al suo interno (figura 16).

Circa 3.000 anni fa il Sulina si è parzialmente ostruito determinando un'erosione graduale e la ritirata del fronte del lobo (Panin & Overmars, 2012), mentre il canale St. George si è riattivato dando vita anche ad un nuovo emissario, il Chilia, formando così altri due lobi: Chilia/Kilia e St. George II (figura 16).

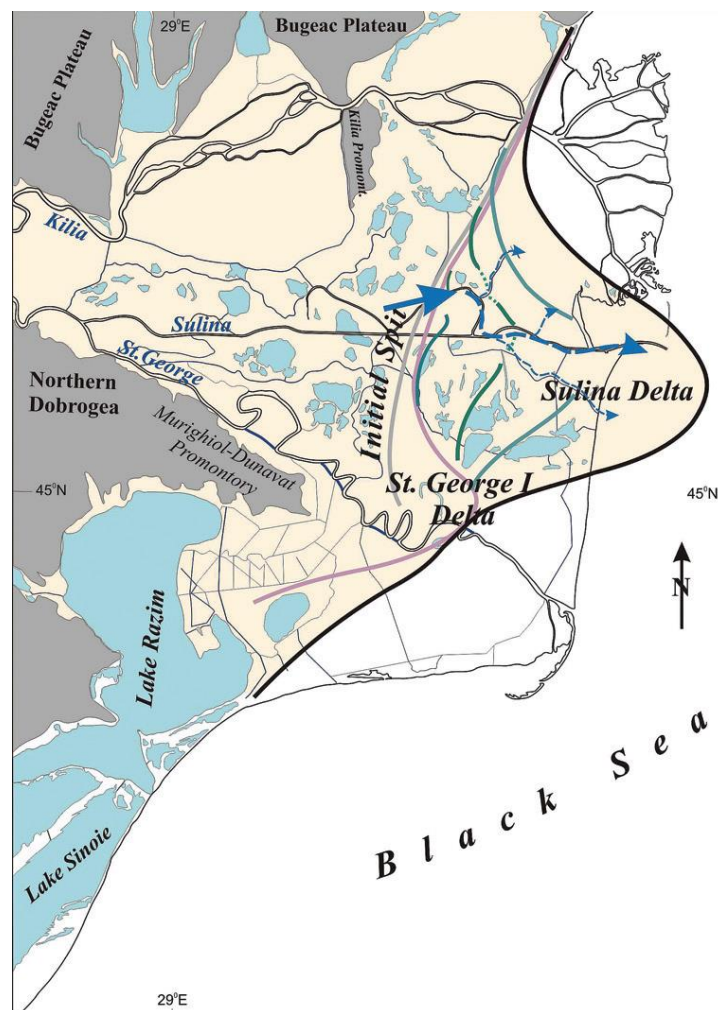


Figura 16 – Ricostruzione della posizione della linea di costa durante la fase di massima progradazione del lobo Sulina (Panin & Overmars, 2012)

Anche il Chilia/Kilia (figura 17) ha avuto una crescita iniziale lenta, con una morfologia definita prevalentemente dal moto ondoso, e si è formato come un delta lacustre in una depressione poco profonda della piattaforma

(Ghenea & Mihailescu, 1991). Negli ultimi 1.000 anni ha invece acquisito un ruolo predominante nel sistema deltizio aumentando progressivamente la portata d'acqua e di carico sedimentario; ad oggi raccoglie circa il 60% dell'acqua e del sedimento portati in carico dal Danubio (Bondar & Harabagiu, 1992).

E' attualmente composto da tre lobi minori (Chilia I, II e III).

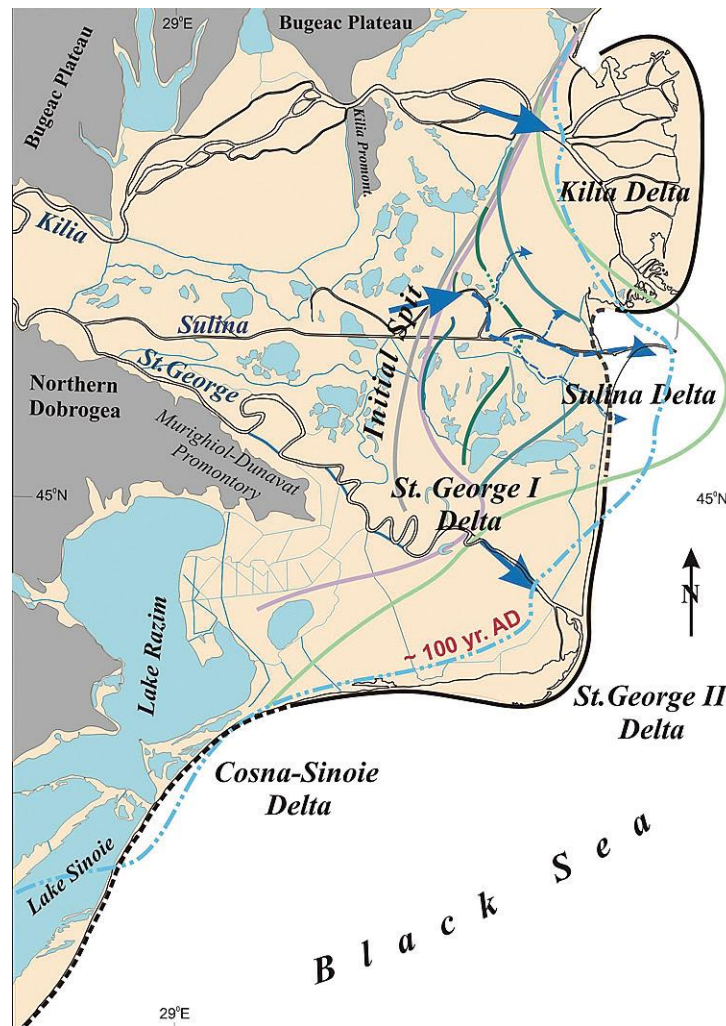


Figura 17 – Ricostruzione della posizione della linea di costa durante la fase di massima progradazione dei lobi Chilia e St. George II (Panin & Overmars, 2012)

La continua mutazione della linea di costa del sistema deltizio durante l'Olocene è registrata, in particolare, dalla posizione dei cordoni sabbiosi che definiscono i paleo-fronti del delta (Bratescu, 1922); i loro raggruppamenti in

set giustapposti permette l'identificazione del progressivo sviluppo dei lobi come riportato in figura 18.

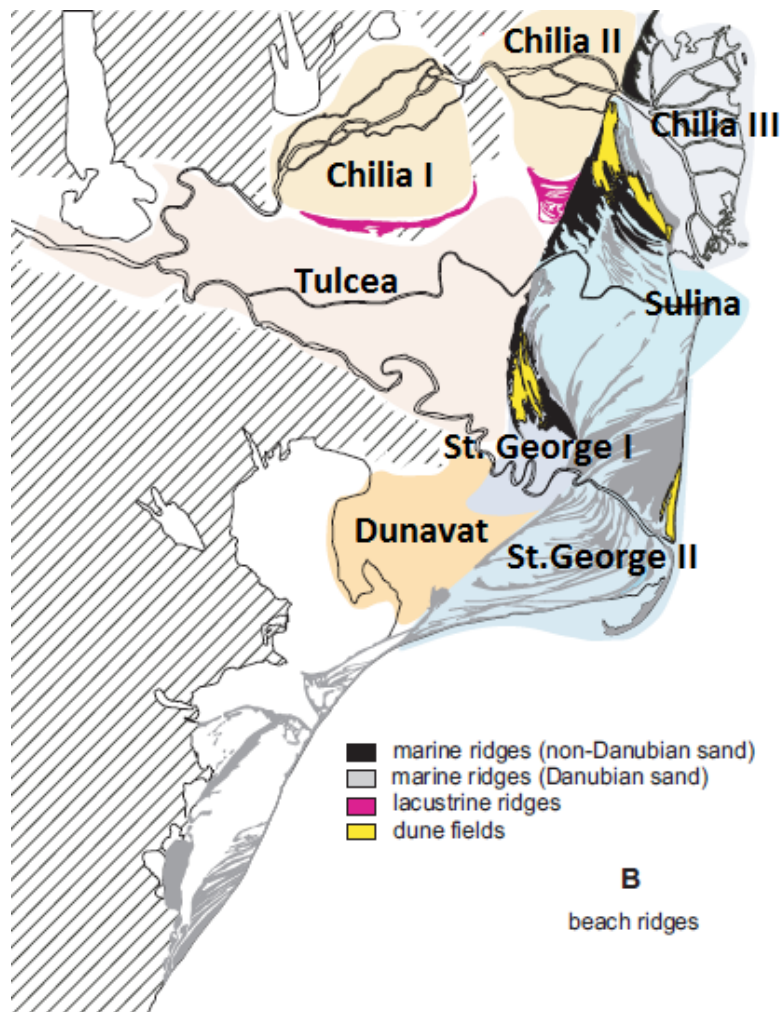


Figura 18 – Identificazione dei lobi e dei relativi cordoni (Giosan et al., 2005)

Nella porzione meridionale del Delta del Danubio, tra 3.500 – 1.500 anni fa, si è creato un lobo secondario, il Dunavat (figure 11 e 18). Secondo Bony (2015) questo lobo è stato caratterizzato da due fasi evolutive: Coşna e Sinoe. Durante i primi secoli dopo Cristo (d.C.) il lobo Sinoe è stato eroso e il materiale ridepositato in cordoni litorali, le formazioni Lupilor, Istria e Chituc. I set di cordoni del Lupilor risultano coincidere cronologicamente con la presenza di colonie greche e romane/bizantine (~ dal VII secolo avanti Cristo-a.C. al VII secolo d.C.), insediatesi lungo la costa occidentale del Mar Nero (Panin & Overmars, 2012).

In figura 20 sono riportate le mappe paleogeografiche ricostruite per le principali fasi evolutive dei lobi deltizi (Tătui & Vespremeanu-Stroe, 2017), sulla base dei dati pregressi già pubblicati e di nuovi sondaggi e datazioni assolute (^{14}C e *Optically Stimulated Luminescence-OSL*).

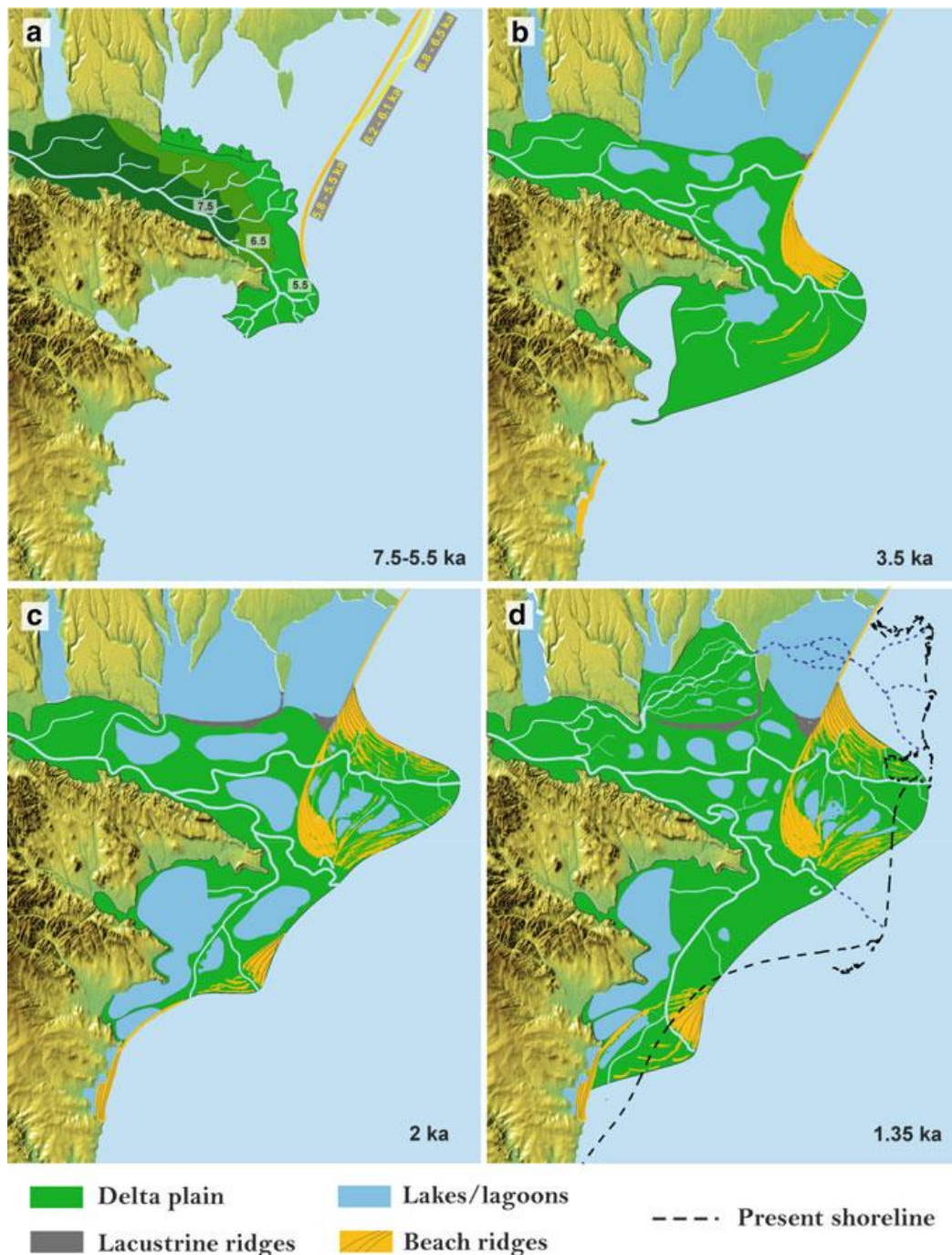


Figura 19 – Mappe paleogeografiche ricostruite per le principali fasi evolutive del Delta del Danubio: (a) posizione del fronte deltizio nel golfo del Danubio, (b) estensione massima del lobo St. George, (c) estensione massima dei lobi Sulina e Dunavat, (d) posizione della linea di riva 1.350 anni fa, tratteggiata invece è la linea di riva attuale (Tătui & Vespremeanu-Stroe, 2017)

2.2.3 Area di studio: la laguna Razim - Sinoe

Ad ovest del lobo Dunavat si estende il vasto sistema lagunare Razim – Sinoe, un ambiente a bassa energia caratterizzato da sedimenti siltoso-sabbiosi composto da quattro laghi (Razelm, Golovita, Zmeica e Sinoe) divisi da barriere sabbiose e cordoni litorali.

Il livello del sistema lagunare è regolato da due variabili principali:

- variabile periodica: apporto proveniente dal canale St. George;
- variabile non periodica: direzione e intensità del vento (Bretcan, 2008).

I sedimenti portati nella laguna dai canali distributori secondari del St. George (Dranov e Dunavatz) sono ridistribuiti verso sud dalle correnti lagunari lungo costa (Mihailescu, 2006).

I processi che hanno modificato il complesso lagunare durante l'Olocene sono principalmente legati alle dinamiche di progradazione del sistema deltizio (figura 20) come dimostrato da Bony et al. (2015). che hanno infatti proposto un modello bifase:

1. chiusura della baia circa 3600 anni fa a causa della formazione del Lupilor (figure 10 e 20);
2. formazione di un ambiente di acqua dolce circa 2250 anni fa grazie all'attivazione del braccio Dunavatz all'interno della laguna.

Visto l'ambiente protetto e geograficamente strategico che proponeva, come accennato in precedenza, la laguna Razim-Sinoe è stata colonizzata da diversi popoli che hanno edificato in relazione alle possibilità che l'evoluzione naturale della laguna permetteva. Prendendo in esame l'esempio del periodo greco/romano la colonia di Istros è situata all'estremità sud del sistema lagunare sul più antico tra i sistemi di barriera formato durante la costruzione del lobo St. George tra 3.700 e 3.300 anni fa, mentre l'insediamento di Orgame è situato più a nord (figura 20). Al momento della loro fondazione che è avvenuta più o meno contemporaneamente le due colonie si trovavano in due ambienti differenti vista la presenza del sistema di barriera Lupilor che separava la laguna dove sorgeva Istros, mentre Orgame invece risultava essere in una zona litorale esposta.

La linea di costa nella zona di Orgame non ha subito una progradazione significativa dalla massima ingressione marina (circa 100 m), la zona del porto è ancora oggi parzialmente bagnata dal mare. Al contrario la zona del

porto di Istros è stata completamente abbandonata, trovandosi oggi a circa 10 km dal mare a causa della morfogenesi del sistema di barriera Chituc (Vespremeanu-Stroe et al., 2013).

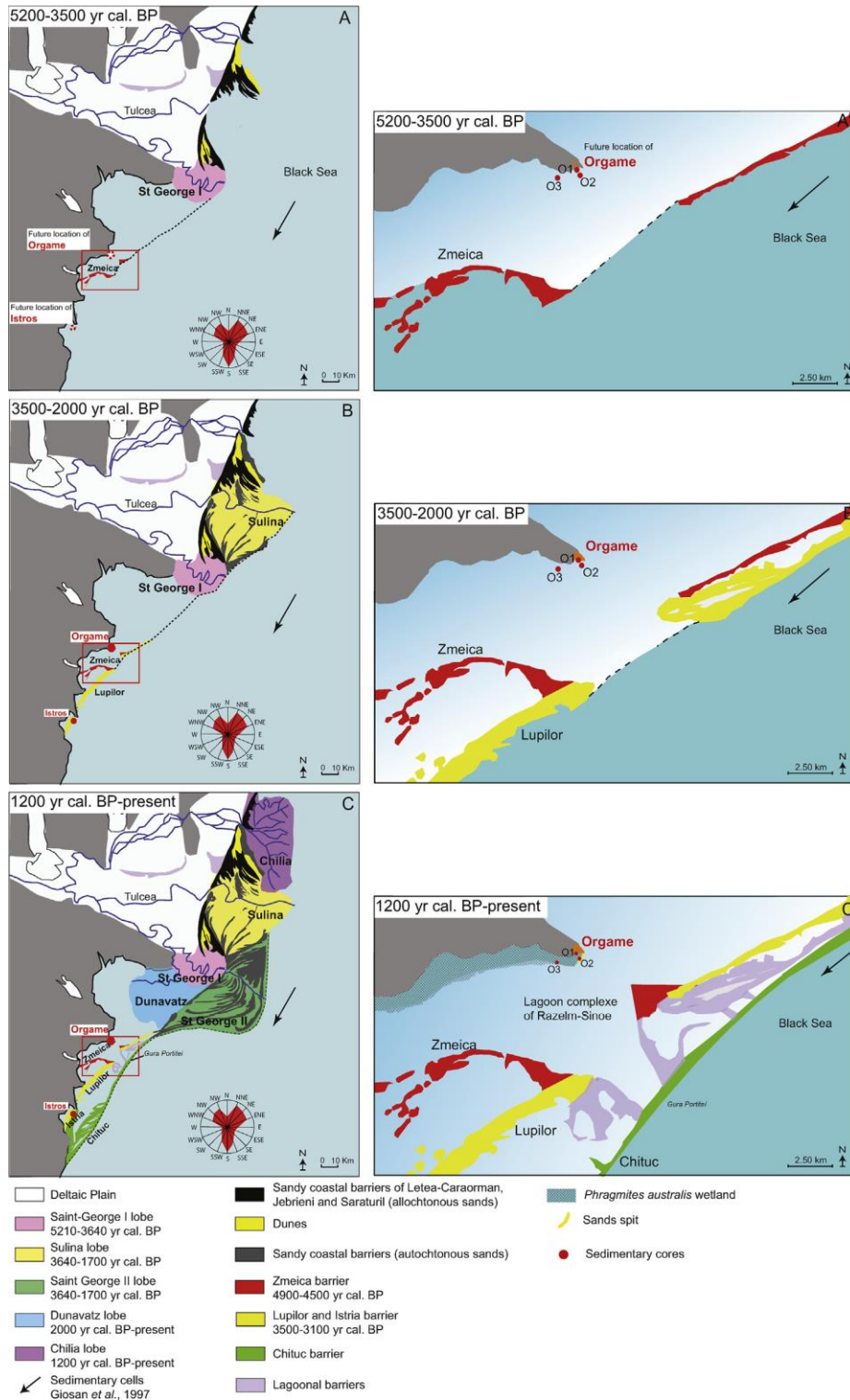


Figura 20 – inquadramento degli insediamenti antropici di età greca nel sistema lagunare Razim-Sinoe in relazione all'evoluzione della laguna attraverso i sistemi di barriera (Bony et al., 2015)

Nel XX secolo l'intervento antropico nell'evoluzione della laguna è stato determinante, e ha comportato la modificazione delle caratteristiche idrochimiche del sistema con effetti sulle faune e sulle fluttuazioni periodiche del livello della laguna. Le faune marine sono quasi totalmente scomparse mentre vi si sono insediate quelle dulciacquicole (Bretcan et al., 2008).

3. I molluschi come indicatore della zonazione bentonica delle zone salmastre

3.1 Caratteristiche delle faune d'ambiente salmastro

I molluschi costituiscono un importante gruppo bentonico in ambienti salmastri, la loro abbondanza e diversità è controllata da fattori ambientali come il tipo di substrato, condizioni idrodinamiche, salinità e temperatura. Le comunità lagunari a molluschi consentono di definire dei gradienti collegati allo scambio delle acque con il mare aperto (confinamento) e quindi di salinità (Carrada G.C. & Fresi E., 1988; Guelorget O. & Perthuisot J.P., 1992).

Le faune a molluschi possono essere utilizzate come indicatori dei cambiamenti ambientali e climatici, in particolare del Quaternario.

Le specie di acque salmastre presentano delle caratteristiche costanti:

- possiedono una ricchezza di specie minore rispetto alle comunità marine;
- la ricchezza in specie generalmente aumenta andando dalle zone interne alle zone esterne della laguna (Dauer D.M., 1993);
- l'ammontare della biomassa delle comunità bentoniche generalmente aumenta proporzionalmente con la salinità, con valori superiori al 40% nelle condizioni mesoaline e polialine (Dauer D.M., 1993).

In conclusione le associazioni a molluschi presentano una maggior diversità man mano che ci si sposta da ambienti interni ad ambienti localizzati in prossimità del cordone litorale e aperture che consentono l'ingresso di acqua marina (Dauer D.M., 1993).

4. Metodologie e materiali utilizzati

L'analisi è stata effettuata su campioni di un sondaggio eseguito tramite *vibracorer* lungo il bordo occidentale della laguna Razim – Sinoe, in prossimità del sito archeologico di Enisala, villaggio nel comune di Sarichioi, distretto di Tulcea , Dobrogea, Romania (lat 44°53'30.04" N; long. 28°49'35.28"E) (figura 21) nell'ambito del progetto: A*MIDEX - French National Research Agency "Geoarchaeology of Mediterranean deltaic environments. A comparative approach including: Turia (Spain), Birgi (Italy), Danube (Romania), Akko (Israel) and Kuban (Russia)" PI Prof. Morhange (CEREGE, Aix-Marseille University)".



Figura 21 - Inquadramento geografico (immagine leggermente modificata da Google Earth)

4.1 Trattamento campioni

La carota di 1500 centimetri è stata esaminata attraverso il prelievo di campioni volumetrici (65cm³) ogni 20 cm e ulteriori campioni presi in corrispondenza di intervalli d'interesse.

Il trattamento in laboratorio per separare la matrice dal contenuto fossilifero ha previsto diverse fasi:

- essiccamento alla temperatura di 40° C per circa 24 ore;
- determinazione del peso a secco;
- disgregazione in una soluzione di acqua (H₂O) e perossido di idrogeno (H₂O₂) per circa 12 ore;
- lavaggio al setaccio da 63μ;
- filtrazione ed essiccamento a 40° C per circa 24 ore;
- pesata a secco;
- setacciamento a maglie da 1mm per selezionare i resti macrofossiliferi

Il trattenuto in molluschi è stato analizzato al microscopio per la descrizione quantitativa. I residui macrofossiliferi dei campioni sono stati analizzati e da questi si è proceduto a separare gli esemplari interi e i frammenti unici di esoscheletro (apice per i gasteropodi e cerniera per i bivalvi).

I fossili separati sono stati poi identificati fino a livello di genere o specie quando possibile. L'identificazione generica consente una determinazione rapida degli esemplari e necessita di una conoscenza tassonomica inferiore rispetto a quella specifica, di contro diminuisce la capacità delle macrofaune di risolvere situazioni paleoambientali.

Il dataset è stato creato utilizzando il programma Microsoft Excel 2016. Per le specie più abbondanti e/o che presentano caratteristiche ecologiche ben conosciute si è provveduto a redigere una scheda eco-tassonomica, propedeutica all'interpretazione delle analisi quantitative.

4.2 Schede eco - tassonomiche

Per ogni specie descritta, nelle schede eco-tassonomiche sono state riportate le seguenti informazioni:

- 1) Una *sinonimia*: utile per ricostruire la storia delle precedenti interpretazioni specifiche e generiche del taxon. Il simbolo “ * ” indica che si è citata l’opera in cui il taxon nominale, ritenuto valido, è stato istituito.
- 2) Le *caratteristiche morfologiche*: costituite da una breve ed esauriente descrizione che permette di mettere in luce le caratteristiche diagnostiche del taxon in esame, come profilo della conchiglia, dimensione e colore.
- 3) La *distribuzione geografica*: utilizzando la letteratura esistente sui taxa studiati è stato possibile ricostruire le località geografiche in cui sono presenti.
- 4) Le *caratteristiche ecologiche*: in cui sono brevemente riportate le informazioni ecologiche principali per ogni taxon. Queste includono il modo di vita (faunale, infaunale), la strategia trofica, l’ambiente di vita, il range di salinità tollerato e, a volte, un intervallo di batimetria indicativo.
- 5) *Osservazioni*: includono una serie di note per ogni taxon che forniscono informazioni utili a comprendere meglio lo sviluppo degli esemplari, come questo interagiscono con l’ambiente in cui vivono e l’organizzazione delle comunità delle specie in esame.

4.3 Analisi multivariate

Col termine analisi multivariata si indica il gruppo di metodi usati per analizzare un insieme di dati caratterizzati dalla presenza di più variabili. L’impiego di tecniche di analisi multivariate in paleoecologia è oggi sempre più diffuso, e l’obiettivo principale di tali analisi è di ridurre le dimensioni del dataset (definite sulla base delle variabili) in modo tale da riuscire a semplificarne l’interpretazione. In questo lavoro di tesi fra le varie tecniche di analisi multivariate comunemente impiegate nell’analisi paleoecologiche sono state utilizzate:

- Cluster Analysis;
- Detrended Correspondence Analysis (DCA).

4.3.1 Riduzione della matrice

Per una corretta analisi multivariata, prima dell'elaborazione, le matrici devono essere manipolate in modo da soddisfare i requisiti necessari per effettuare le analisi desiderate; quest'operazione viene indicata con il termine "riduzione". La riduzione richiede l'eliminazione dei campioni poco abbondanti così da escludere gli elementi poco informativi. Il numero minimo necessario perché un campione venga incluso nella matrice non è univoco, comunemente si escludono i campioni con abbondanze inferiori a 10 – 20 esemplari. In questo caso sono stati esclusi i campioni con abbondanze inferiori a 15 esemplari e i taxa che ricorrevano in meno di 2 campioni. Al fine di avere un dataset quanto più rappresentativo sono stati accorpati quei campioni stratigraficamente contigui che, presi singolarmente, non raggiungevano il numero minimo prefissato. Sono stati esclusi inoltre i taxa identificati solo ad un livello superiore al genere se all'interno della matrice erano state già identificate specie appartenenti allo stesso genere.

La riduzione della matrice è specifica dell'analisi da effettuare. Per quanto riguarda la matrice per l'analisi DCA i valori di abbondanza assoluti sono stati trasformati con il logaritmo naturale, questa operazione minimizza le differenze assolute in modo che taxa diversamente rappresentati abbiano lo stesso peso nell'elaborazione dei dati.

4.3.2 Cluster Analysis

La cluster analysis è un'analisi multivariata che mira a raggruppare le unità statistiche di una popolazione sulla base della loro similarità in termini di valori assunti dalle variabili osservate. In paleoecologia quest'analisi viene utilizzata per definire associazioni ricorrenti di fossili e le loro dinamiche lungo le successioni sedimentarie. L'obiettivo è creare dei gruppi organizzati, definiti clusters, caratterizzati da gradi di similarità via via minori (Xiong et al., 2006). Il risultato, un dendrogramma, mostra le relazioni tra i vari clusters e l'ordine in cui questi vengono incorporati in gruppi gerarchicamente superiori. In questo lavoro è stata utilizzata la tecnica two-way cluster analysis. La two-way cluster analysis genera:

- un dendrogramma (Q-mode) per i campioni che raggruppa sulla base del grado similarità al fine di descriverne le relazioni;

- un dendrogramma (R-mode), che raggruppa sulla base delle somiglianze (presenza/assenza, abbondanza, ecc.) i generi inseriti nel dataset in modo da chiarirne il significato ecologico;
- una matrice di abbondanza di ogni taxon da posizionare tra i dendrogrammi, con Q-mode sulle ordinate ed R-mode come ascisse (figura 22). La matrice identifica quali generi sono meglio rappresentati nei campioni e quali meno.

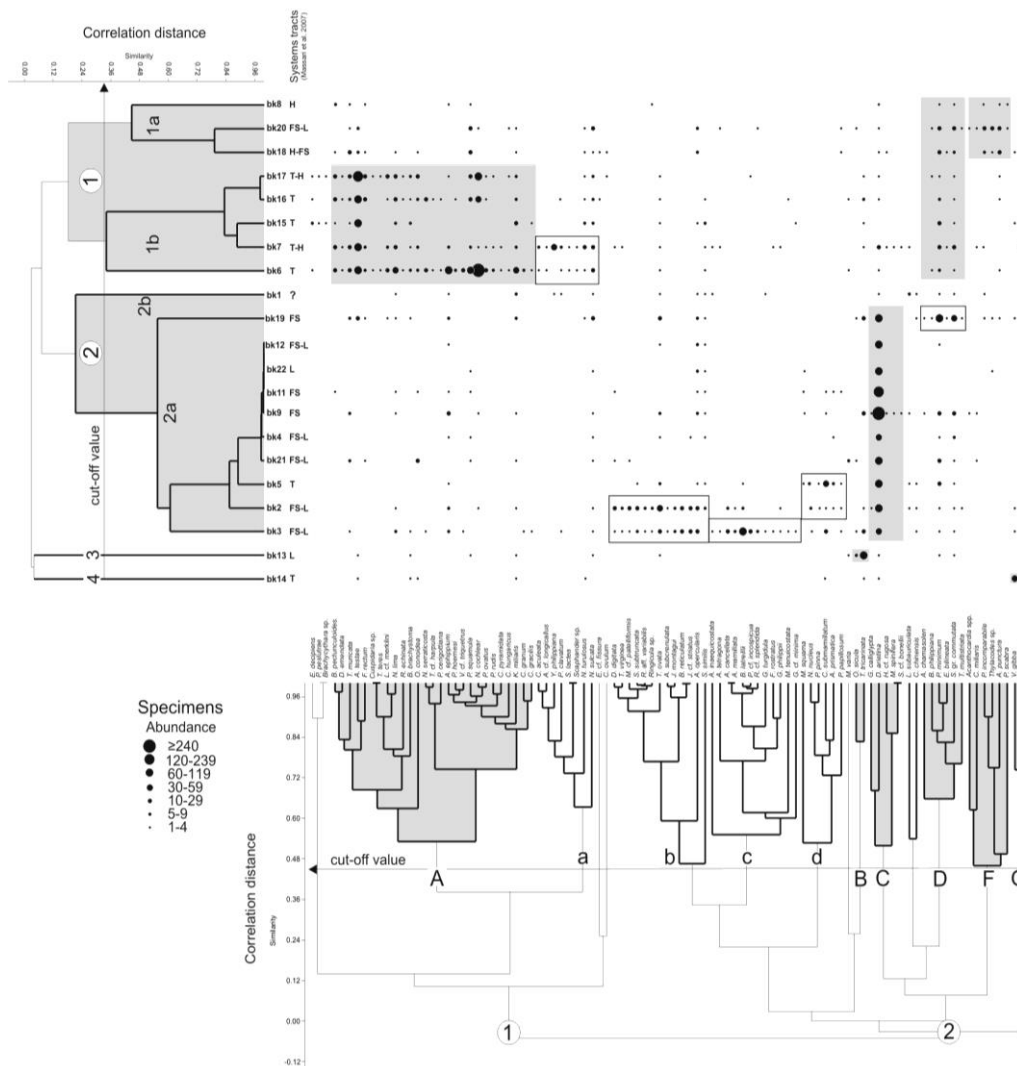


Figura 22 - matrice di abbondanza costruita in seguito ad analisi a cluster Q-mode ed R-mode (Scarponi et al., 2014)

4.3.3 Detrended Correspondence Analysis (DCA)

L'analisi DCA (*Detrended Correspondence Analysis* - Hill e Gauch, 1980) è comunemente utilizzata in ambito ecologico e paleoecologico. Tramite queste tecniche si cerca di evidenziare i principali gradienti lungo i quali si distribuiscono i singoli campioni e i singoli taxa analizzati. Nel caso della DCA, il risultato finale è un diagramma bidimensionale, nel quale i campioni e i generi sono rappresentati come punti in uno spazio delimitato da due assi che rappresentano le due principali direzioni di variazione.

Quest'analisi richiede:

- che i taxa possono essere codificati come somma, percentuale, o presenza/assenza;
- che molti o tutti i taxa non coesistano in tutti i campioni o, di contro, che pochi o nessun genere coesista nei campioni;

La DCA inoltre utilizza lo stesso algoritmo delle analisi di corrispondenza (CA) ma, grazie al *detrending* e al *rescaling* riesce a:

- eliminare la deformazione tipica dell'analisi CA;
- riordinare i valori in modo da approssimare meglio le distanze ecologiche (Hill and Gauch 1980; Huntley & Scarponi, 2011).

I gradienti ambientali che determinano la distribuzione dei campioni devono essere individuati sulla base dei requisiti ecologici dei taxa analizzati (Scarponi & Kowaleski, 2004; Webster, 2005; Scarponi et al., 2014). L'analisi dei gradienti è particolarmente efficace quando uno o più parametri ambientali variano gradualmente.

Inserita in Past (PAleontological STatistics, v3.14) la matrice di dati adeguatamente ridotta, utilizzando le funzioni Multivariate > Ordination > Detrended Correspondence (DCA), si ottiene il grafico dell'analisi d'ordinazione (figura 23).

L'asse x (DC1) è l'asse di variazione principale dell'insieme di dati. In ambito paleoecologico, tale asse viene di solito considerato rappresentare gradienti/variabili paleoambientali. A tal fine, e per l'Olocene la variabile/gradiente sottointesa all'asse di variazione principale (DCA 1), è di solito interpretabile attraverso la conoscenza delle caratteristiche ecologiche dei taxa utilizzati, distribuiti lungo tale asse.

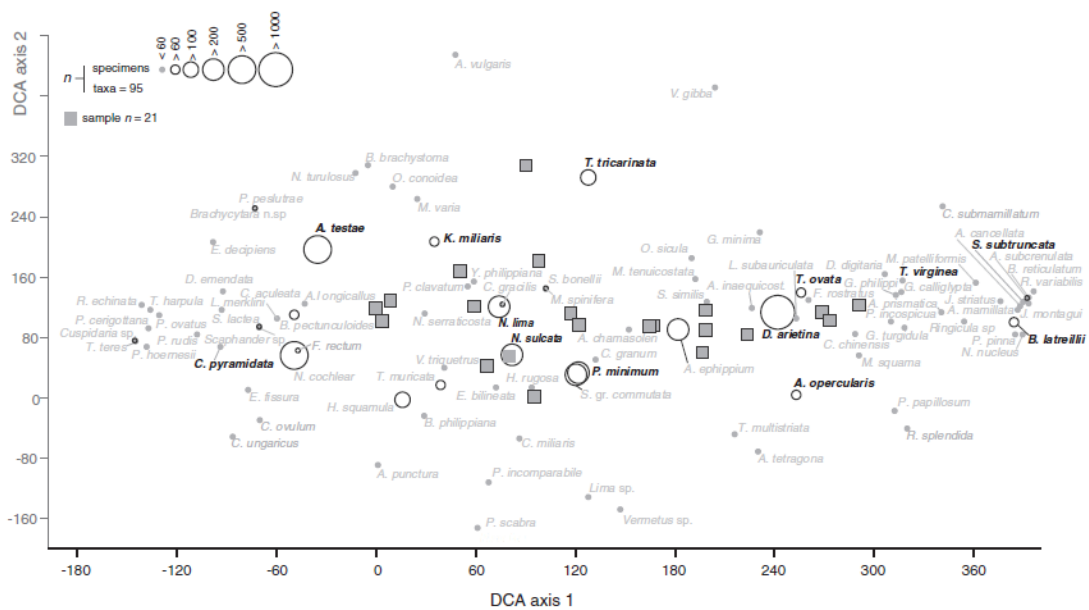


Figura 23 - Esempio di grafico risultato dell'analisi DCA (Scarponi et al., 2014)

Effettuando l'analisi della disposizione delle specie lungo l'asse 1, e nel contempo prendendo in esame i loro principali requisiti ambientali, si individua la variabile ambientale più idonea a spiegare la disposizione dei taxa lungo l'asse DCA 1. Una volta identificata la variabile si procede, se possibile, alla calibrazione dell'asse DC1 per convertire i valori dell'asse DC1 nei valori reali della variabile riconosciuta (es. Scarponi & Kowalewski, 2004).

4.4 Datazioni al radiocarbonio

Al fine di ottenere riferimenti temporali assoluti per la porzione di sondaggio in esame, sono stati selezionati due campioni considerati adatti ad essere processati per l'analisi al radiocarbonio (^{14}C).

Il metodo di datazione al radiocarbonio (Libby 1945/1946) è un metodo di datazione assoluto e radiometrico, molto utilizzato nell'ambito della geologia del Quaternario per età inferiori a circa 50.000 anni. Esso si basa sul naturale decadimento radioattivo dell'isotopo instabile del carbonio: ^{14}C (tabella 2).

Isotopo	Protoni	Neutroni	Concentrazione	Tempo di dimezzamento
^{12}C	6	6	99%	stabile
^{13}C	6	7	1%	stabile
^{14}C	6	8	$1 \cdot 10^{-10}\%$	5730 anni

Tabella 2 – elenco degli isotopi del carbonio con concentrazione percentuale e tempo di decadimento

Il ^{14}C si produce negli strati alti dell'atmosfera per effetto dell'interazione tra raggi cosmici e azoto atmosferico (figura 24).

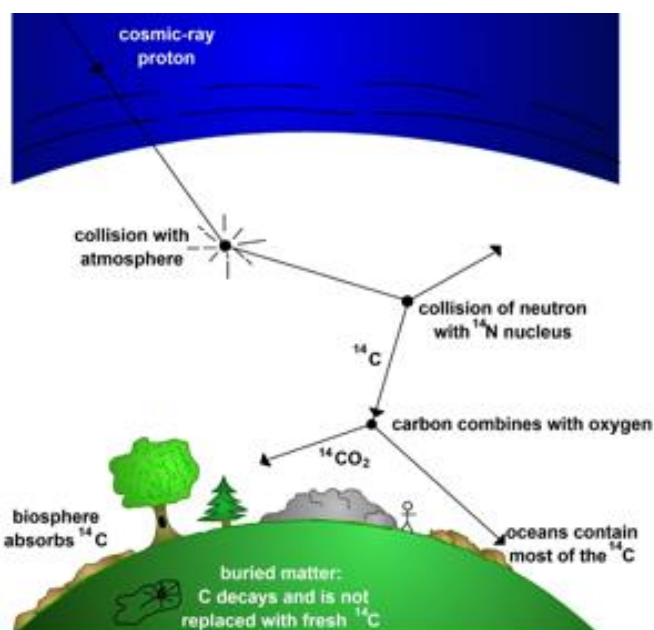


Figura 24 – ciclo del ^{14}C (www.isprambiente.gov.it)

Una volta prodotti, il radiocarbonio si distribuisce nelle diverse riserve naturali (terrestri e marine) ed entra nel ciclo di vita degli organismi. Al momento della morte, quando gli scambi con l'ambiente circostante (es., atmosfera per le piante terrestri; oceano per i molluschi marini) cessano, la concentrazione di ^{14}C inizia a diminuire per effetto del decadimento radioattivo con un tempo di dimezzamento di circa 5700 anni. Assumendo come noto il rapporto fra ^{14}C e ^{12}C al momento della morte dell'organismo (pari a quello rilevato nell'atmosfera al momento della definizione del metodo nel 1950 AD) e determinando lo stesso rapporto isotopico presente oggi nel campione si può ottenere l'età (www.isprambiente.gov.it).

La scelta dei campioni da datare nel sondaggio in esame è stata fatta tenendo in considerazione due fattori principali:

- posizione stratigrafica;
- disponibilità di materiale databile (tipo/qualità)

Nello specifico sono stati selezionati due campioni (Eni870_875 e Eni280_285) contenenti materiale databile apparentemente in posto (perciò considerabile coevo al deposito che lo ingloba) ed in buono stato di conservazione. Il campione più profondo (Eni870_875) è rappresentato da una valva intera e ben conservata di *Cerastoderma*, mentre il campione più superficiale (Eni280_285) è di fatto una torba. Le analisi sono state effettuate presso i Laboratori CIRCE (*Center for Isotopic Research on Cultural and Environmental heritage*) dell'Università di Caserta.

Nei campioni analizzati, la misura del rapporto isotopico $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ è stata effettuata con il metodo della Spettrometria di Massa con Acceleratore (AMS). Il laboratorio ha fornito l'età convenzionale (anni BP-*Before Present*) per ogni campione, ovvero l'età strumentale già corretta per il frazionamento isotopico.

Al fine di correggere l'errore intrinseco all'età convenzionale, dovuto all'assunzione che il rapporto $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ nel passato sia rimasto costante e identico a quello misurato nel 1950 AD, è stata effettuata la calibrazione tramite le curve di Reimer et al. (2013) ed il programma gratuito CALIB 7.04 (<http://calib.org/calib/>). Nella tesi le età sono riportate come anni cal. BP.

Per quanto concerne il campione Eni870_875, essendo composto da una valva di *Cerastoderma glaucum*, si è resa necessaria un'ulteriore correzione a causa del noto "effetto riserva" (o *reservoir effect*) che determina un invecchiamento apparente, solitamente di qualche centinaio di anni, negli organismi acquatici. Questo effetto è principalmente dovuto al tempo necessario per avere un perfetto equilibrio negli isotopi del carbonio fra atmosfera e bacino acquatico (tempo di rimescolamento delle acque). Prima di procedere alla calibrazione, è stata quindi sottratta all'età convenzionale l'età definita "di effetto riserva" (*marine reservoir age*), calcolata da Siani et

al. (2000) per la medesima specie nella zona di piattaforma prospiciente la laguna di Razelm.

5. Risultati

5.1 Dataset malacologico e specie chiave per l'interpretazione paleoambientale

Lo studio ad alta risoluzione (1 campione ogni 20cm) del carotaggio ENISALA I (Tulcea, Romania), nella zona lagunare Sinoe-Razelm (figura 24) del sistema deltizio del Danubio ha consentito di identificare un discreto gruppo di molluschi, rappresentato da 20 specie raggruppabili in 28 generi per un totale di 3609 esemplari (appendice 1). Qui di seguito si riportano le schede eco-tassonomiche delle specie a rilevante significato ambientale ritrovate nei campioni del carotaggio studiato.

Le caratteristiche ecologiche di queste specie chiave sono state fondamentali per interpretare (e quantificare) l'andamento dei trend malacologici nella successione studiata (capitolo 5).

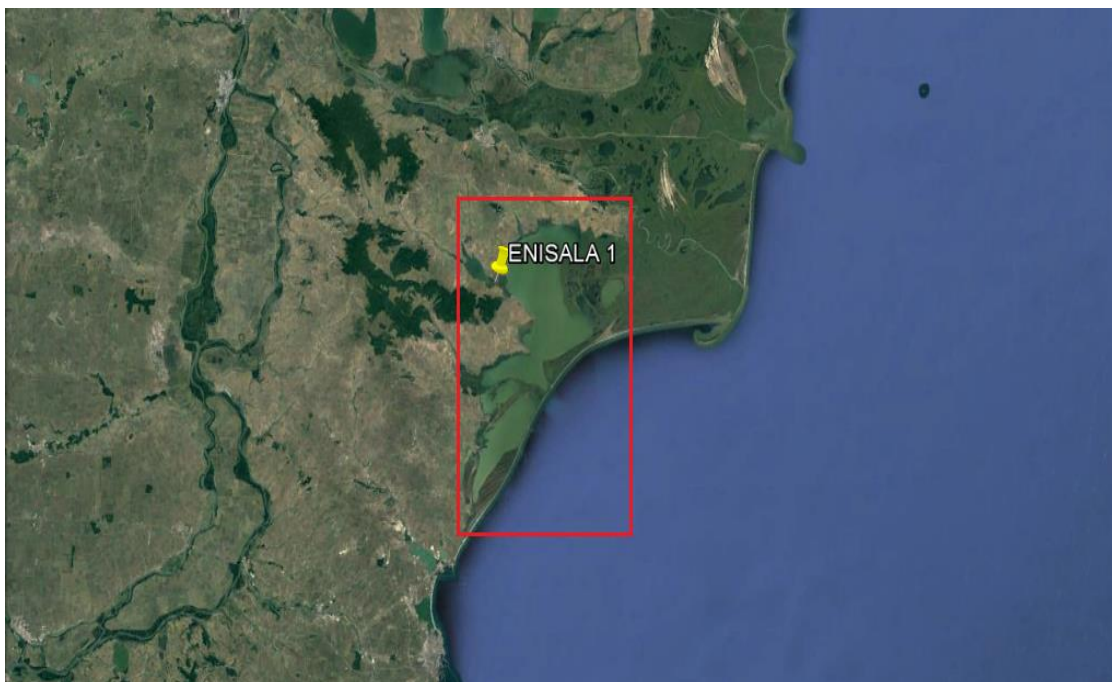


Figura 24 - Inquadramento dell'area lagunare Sinoe – Razelm in relazione al sistema del delta e di Enisala, luogo del carotaggio in analisi

***Abra segmentum* (Récluz, 1843)**



Figura 25 - *A. segmentum*

Sinonimia:

Abra segmentum (Récluz, 1843)

1836 – *Erycina ovata* Philippi

*1843 – *Syndosmya segmentum* Récluz

1865 – *Scrobicularia fabula* Brusina

1961 – *Abra ovata* Philippi - Ferrero

Caratteristiche morfologiche: bivalve caratterizzato da conchiglia fragile e semitrasparente di forma allungata. La superficie è liscia e lucida, con alcune strie di accrescimento più evidenti. La colorazione è bianco giallina. Variabile nella forma ma generalmente sub-triangolare. Lunghezza massima ~20 mm (Reizopoulou & Nicolaidou, 2007).

Distribuzione geografica: comune in tutto il Mediterraneo e nel Mar Nero (Specchiulli et al., 2010).

Caratteristiche ecologiche: specie infaunale detritivora, caratteristica delle lagune costiere Mediterranee. Vive a bassa profondità, salinità tollerata da 3 a 41psu con intervallo ottimale fra 9-12 psu (Gontikaki et al., 2003).

Osservazioni: il tasso di crescita è inversamente legato alla salinità (Reizopoulou & Nicolaidou, 2007), la longevità di norma non supera i 2 anni (Cilenti et al., 2010).

***Dreissena polymorpha* (Pallas, 1771)**



Figura 26 - *D. polymorpha*

Sinonimia:

Dreissena polymorpha (Pallas, 1771)

1825 - *Mytilus fluvis* Gray

1834 - *Mytilus arca* Kickx

1855 - *Dreissena küsteri* Dunker

1913 - *Dreissena polymorpha* var. *lacustrina* Boettger

Caratteristiche morfologiche: bivalve con caratteristiche valve allungate, pseudo triangolari e con estremità anteriore acuminata. La forma delle valve può comunque essere modificata durante la crescita, perché l'animale si adatta allo spazio disponibile sul substrato rigido su cui si sviluppa. La superficie esterna delle valve mostra comunemente un'ornamentazione a bande scure zigzaganti o concentriche su fondo giallo-verdastro o bruno. Può raggiungere lunghezza massima di 5 cm (Kobak, 2006).

Distribuzione geografica: originaria dell'area Ponto-Caspica (Mar Nero – Mar Caspio). Attualmente è diffusa in gran parte dell'emisfero settentrionale (Oksanen et al., 2002).

Caratteristiche ecologiche: è una specie gregaria, epifaunale bissetata d'acqua dolce o estuariale, tollera salinità non superiori a 5 psu, con optimum tra 0,5 e 2,5 psu (Kinzelbach, 1992).

Osservazioni: *Dreissena polymorpha* è stata classificata come una delle 100 specie più invasive al mondo. La specie modifica ed altera l'habitat nel quale si insedia agendo su diversi livelli: attraverso la filtrazione (capacità di filtraggio stimabile in un litro al giorno) riduce sensibilmente e selettivamente il popolamento fitoplanctonico e rimuove il particolato sospeso nella colonna d'acqua sottraendolo agli organismi autoctoni. Inoltre lo stile di vita gregario (formazione di clusters), modifica le caratteristiche del substrato (Beekey et al., 2004). L'effetto combinato sull'habitat produce di solito una diminuzione della diversità specifica nelle comunità nelle quali si insedia (Beekey et al., 2004).

***Cerastoderma glaucum* (Bruguière, 1789)**



Figura 27 - C. glaucum

Sinonimia:

Cerastoderma glaucum (Bruguière, 1789)

1819 - *Cardium rhomboides* Lamarck

1845 - *Cardium belticum* Reeve

1899 - *Cerastoderma edule* var. *contortula* Sacco

1949 - *Cardium agheilensis* Kaltenbach

Caratteristiche morfologiche: bivalve dalla tipica forma a cuore con spesse coste e formazioni nodose in corrispondenza delle strie di accrescimento. Possono essere presenti da 10 a 28 coste di cui le anteriori provviste di lamelle. La colorazione varia tra il biancastro e il giallo bruno. Dimensione massima: 4 cm (www.biologiamarina.org).

Distribuzione geografica: diffusa nel Mediterraneo, Mar Nero, Mar Caspio, Mar Baltico e Nord Atlantico (www.biologiamarina.org).

Caratteristiche ecologiche: specie seminfaunale, filtratore, predilige specchi d'acqua e lagune salmastre, più raramente lungo le rive degli estuari e in ambienti marini costieri (White, 2002). *C. glaucum* tollera un ampio spettro di salinità compreso fra 3 e 61psu, con optimum tra 5 e 38 psu (Gontikaki et al., 2003).

Osservazioni: il numero di coste e lo spessore dell'esoscheletro è stato messo in relazione al gradiente di salinità: gusci spessi con alto numero di coste sono più diffusi in ambienti marini mentre in ambienti salmastri sono presenti forme con minor numero di coste e gusci più sottili (www.biologiamarina.org). *C. glaucum* è considerato una specie chiave di habitat eurialini ed euritermi a basso idrodinamismo e spesso interessati da fenomeni di inquinamento ed eutrofizzazione (Figus et al., 2006).

***Theodoxus fluviatilis* (Linnaeus, 1758)**



Figura 28 - *T. fluviatilis*

Sinonimia:

Theodoxus fluviatilis (Linnaeus, 1758)

1810 - *Theodoxus lutetianus* Montfort

1865 - *Theodoxus doriae* Issel

1908 - *Theodoxus brauneri* Lindholm

1999 - *Theodoxus velox* Anistratenko

Caratteristiche morfologiche: gasteropode dotato di opercolo, dalla conchiglia globosa e fortemente calcificata, con ultimo giro che ricopre quasi totalmente i precedenti. La colorazione e l'ornamentazione sono molto variabili e utilizzati come indicatore di ambienti (vedi osservazioni). La conchiglia è generalmente di piccole dimensioni (5-9 mm), ma può anche arrivare a 13 mm (Kirkegaard, 2006).

Distribuzione geografica: probabilmente originaria del fiume Meno (Germania) è diffusa in tutta l'Europa (tranne nell'area Alpina e Nord-Alpina) e in Asia occidentale (Kirkegaard, 2006).

Caratteristiche ecologiche: specie tipica di acque dolci e mesoaline, si ritrova in ambiente lacustre, lagunare e fluviale nella parte distale. *T. fluviatilis* vive principalmente su substrati duri, ciottoli, massi e legno morto e si nutre principalmente di diatomee, raschiando biofilm e alghe verdi

(Schroeder, 2012). Vive in acque poco ossigenate (al di sotto di 2mg/litro) e non tollera lunghi periodi di siccità o gelo (Bunje & Lindberg, 2007).

Osservazioni: *T. fluviatilis* è resistente al degrado ambientale. Gli esemplari delle popolazioni d'acqua salmastra possono raggiungere densità fino a 1000 esemplari al m², inoltre presentano dimensioni minori e colorazioni della conchiglia decisamente più scure, spesso tendenti al nero (Feurdean et al., 2014).

***Hydrobia cf. acuta* (Draparnaud, 1805)**



Figura 29 - *H. acuta*

Sinonimia:

Cyclostoma acutum (Draparnaud, 1805)

1826 - *Leachia cornea* Risso

1869 - *Hydrobia procerula* Paladilhe

1875 - *Peringia minoricensis* Paladilhe

Caratteristiche morfologiche: gasteropode dalla forma ovato-oblunga, con spira conica. La conchiglia, allo stadio adulto, è costituita da sei o sette giri privi di scultura e di colore marroncino-giallino. L'apertura è ovale con opercolo liscio e sottile, peristoma ombelicale poco pronunciato. Dimensione fra i 4-6 mm (www.animalbase.org).

Distribuzione geografica: diffusa in Mediterraneo, Mar Nero, Mar d'Azov (Selifonova, 2008).

Caratteristiche ecologiche: specie detritivora su macrofite acquatiche o su substrati sabbiosi e fangosi di acque salmastre (lagune ed estuari) e zone litoranee protette (Britton, 1985). *H. acuta* è specie eurialina, che può tollerare variazioni di salinità fra 1 e 39 psu (Popov, 2007; Britton, 1985), con un intervallo di ottimale di salinità fra 10-24 psu (Fretter & Graham, 1978).

Osservazioni: le caratteristiche morfologiche dell'esoscheletro non sempre permettono una sicura differenziazione fra di *H. acuta* e specie congeneriche (*H. neglecta*) e taxa simili (*Ecrobia ventrosa*). Per tale motivo i reperti fossili ritrovati sono attribuiti tentativamente (cf.= confer) alla specie in esame.

***Planorbis planorbis* (Linnaeus, 1758)**



Figura 30 – P. planorbis

Sinonimia:

Planorbis planorbis (Linneo, 1758)

1758 – *Helix planorbis* Linneo

1874 – *Planorbis intermixtus* Mousson

1990 – *Planorbis planorbis* (Linneo, 1758)

Caratteristiche morfologiche: gasteropode ad avvolgimento planispirale, sinistroso, negli esemplari adulti la conchiglia è formata da 4-5 avvolgimenti. Caratteristica è la presenza di un cordone periferico e del lato inferiore piatto. La colorazione della conchiglia è variabile, dal grigio scuro al rosso amaranto. Le dimensioni dell'esoscheletro raggiungono normalmente i 7-9 mm di diametro (Welter-Schultes, 2012), con massimo di 20 mm.

Distribuzione geografica: specie ad ampia distribuzione, diffusa nella maggior parte dell'Europa e Asia Minore (Welter-Schultes, 2012).

Caratteristiche ecologiche: specie polmonata, caratteristica di acque stagnanti, ricche di vegetazione e corsi d'acqua a basso idrodinamismo di

norma non superiore ad 1m di profondità. Vive temperature tra di 5 e i 30° con optimum ai 19°C, salinità massima tollerata ~4 psu, preferisce acque con pH 6,6-6,9 (Glöer, 2002; Welter-Schultes, 2012).

Osservazioni: gli esemplari di *P. planorbis* sono relativamente longevi, con età che può arrivare a 11 anni (Welter-Schultes, 2012).

***Monodacna pontica* (Eichwald, 1838)**



Figura 31 - M. pontica

Sinonimia:

Monodacna pontica (Eichwald, 1838)

1965 - *Monodacna pontica* Eichwald

2004 - *Adacna (Monodacna) pontica* (Eichwald, 1838)

2006 - *Hypanis (Monodacna) pontica* (Eichwald, 1838)

Caratteristiche morfologiche: bivalve seminfaunale filtratore di medie dimensioni (per gli adulti lunghezza 32 mm e altezza 27 mm; Grossu & Tesio, 1973) dalla conchiglia ovato-arrotondata. Presenta numerose e caratteristiche coste asimmetriche nella porzione anteriore esterna della conchiglia (Borcea, 1926; Grossu & Tesio, 1973).

Distribuzione geografica: specie caratteristica dell'area Ponto-Caspica (Mar Nero, Mar Caspio e Mar d'Azov; Grossu & Tesio, 1974; Kern et al., 2009).

Caratteristiche ecologiche: specie seminfaunale, filtratore, vive in acque salmastre poco profonde, si ritrova in piccoli gruppi alle foci di fiumi e lungo gli estuari (Borcea 1926; Munasyova-Motyash, 2006) su fondali fangosi o fangoso-sabbiosi. Le specie del genere tollerano una salinità fra 1-14 psu (Wesselingh & Alçiçek, 2010), sebbene l'optimum per questa specie ricada nella parte inferiore di tale range (Zhadin, 1952).

Osservazioni: specie in via di estinzione nella Repubblica Moldava (Munteanu et al., 2015), è ritenuta specie di interesse nazionale in Romania e protetta dal novembre 2005.

***Lithoglyphus naticoides* (Pfeiffer, 1828)**



Figura 32 - *L. naticoides*

Sinonimia:

Lithoglyphus naticoides (Pfeiffer, 1828)

1828 - *Paludina naticoides* Pfeiffer

Caratteristiche morfologiche: gasteropode globoso, grigio chiaro, verdastro o giallo scuro. La conchiglia ha 4–5 avvolgimenti dei quali l'ultimo molto ampio. Le dimensioni del guscio negli esemplari adulti sono comunemente inferiori ai 10 mm.

Distribuzione geografica: acque dolci o a bassissima salinità, originaria dell'area centro europea, oggi si ritrova distribuita in gran parte dell'Europa settentrionale e in Nord America nella regione dei grandi laghi (Mouthon, 2007).

Caratteristiche ecologiche: *L. naticoides* si trova in zone lagunari, laghi, canali e fiumi poco profondi con poca corrente, tollera salinità fino al 3 psu, predilige substrati duri, richiede però acque ben ossigenate e non tollera temperature alte (Mouthon, 2007). Si nutre di diatomee e alghe verdi.

Osservazioni: specie che può raggiungere densità di 3.300 esemplari al m² (Krause, 1949), è molto sensibile all'inquinamento delle acque ed è caratterizzata da longevità inferiore a 2 anni.

5.2 Risultati analitici

Il contenuto paleontologico della carota è stato studiato a partire dal prelievo di campioni ogni 20 cm, per un totale di 73 campioni. Quelli evidenziati in nero (figura 33) sono quelli che presentano uno scarso contenuto malacologico e quindi non sono stati considerati nelle analisi quantitative.

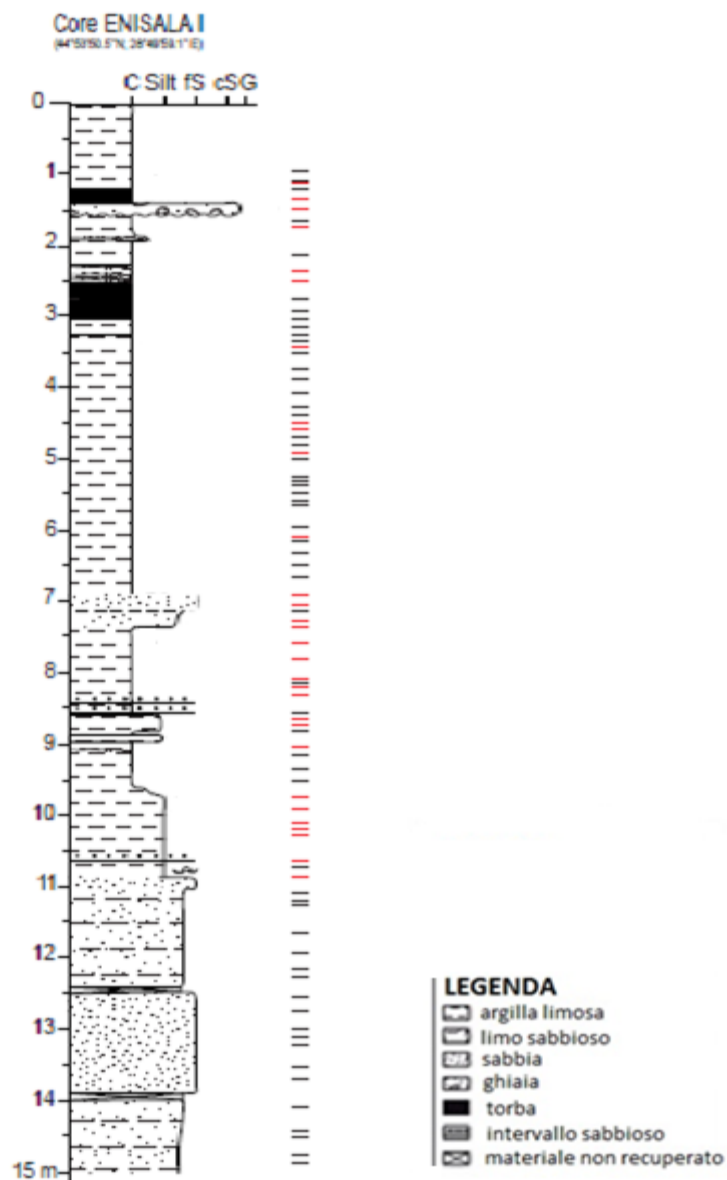


Figura 33 - Log della carota ENISALA I, a destra della stratigrafia sono riportati i campioni prelevati. In rosso i campioni risultanti essere fossiliferi e utilizzati per le analisi, in nero quelli sterili o con scarso contenuto fossilifero.

5.2.1 Detrended Correspondence Analysis (DCA)

L'analisi tramite DCA della matrice a livello specifico (appendice 2) ha permesso di interpretare in maniera efficace l'insieme di dati acquisiti, consentendo di individuare il principale gradiente paleoambientale sotteso all'asse di variazione principale (DCA1).

Analizzando le caratteristiche ecologiche delle specie riportate nel grafico e la loro distribuzione, si evince come la salinità sia il principale gradiente sottointeso dall'asse di variazione principale (DCA1, figura 34). Comparazioni qualitative fra l'asse di variazione principale (DCA1) e altri fattori paleoambientali comunemente responsabili del turnover fra taxa in ambiente marino o costiero (es. batimetria, substrato e idrodinamismo) non hanno evidenziato particolari correlazioni con i valori delle specie lungo l'asse DCA1.

La salinità è l'unica variabile paleoambientale che, sulle base delle caratteristiche ecologiche delle specie rinvenute, meglio si correla con la disposizione dei taxa lungo l'asse DCA1.

Le specie disposte agli estremi del grafico *Mytilaster* sp. e *Succinea* sp.; DCA1 rispettivamente -160 e 460 (figura 34) richiedono condizioni ambientali molto diverse fra loro. La specie *Mytilaster* sp. è tipica di ambienti caratterizzati da una salinità che approssima quella marina (polialina/eurialina; tabella 3) mentre *Succinea* sp. è un tipico taxon di ambienti dulciaquicoli.

psu	ACQUE
>300 iperaline 60-80	BRINE
metaline 40	METALINE
mixoeurialine 30	EURIALINE
polialine 18	SALMASTRE
mesoaline 5	
oligoaline 1	DOLCI

Tabella 3 - classificazione delle acque in base alla salinità espressa in psu

Le caratteristiche ecologiche delle altre specie qui analizzate e disposte lungo l'asse DCA1 supportano un aumento progressivo della salinità da destra verso sinistra dell'asse DCA1. Infatti, specie come *Dreissena polymorpha* o *Theodoxus fluviatilis*, che oggi prediligono ambienti con intervalli di salinità <10 psu (tabella 4) si dispongono nella parte destra del grafico DCA (valori rispettivamente di 281 e 284), mentre *Cerastoderma glaucum* o *Pusillina lineolata* che prediligono ambienti a salinità relativamente più elevata (tabella 4) si posizionano lungo la parte sinistra del grafico.

L'analisi a livello generico presenta un trend di salinità invertito rispetto a quello specifico (max salinità a destra, minima a sinistra; appendice 3). Tuttavia la comparazione delle due DCA rivela un'ottima concordanza tra la disposizione di generi e specie rispetto all'asse DCA1. Sebbene l'asse di variazione principale (DCA1) individui un chiaro gradiente di salinità che domina il turnover delle associazioni rinvenute, una stima puntuale del valore di salinità dei campioni può essere ottenuta attraverso una calibrazione (su dati ecologici attuali) dell'asse (e dei campioni) DCA 1.

La calibrazione è stata effettuata secondo diversi passaggi:

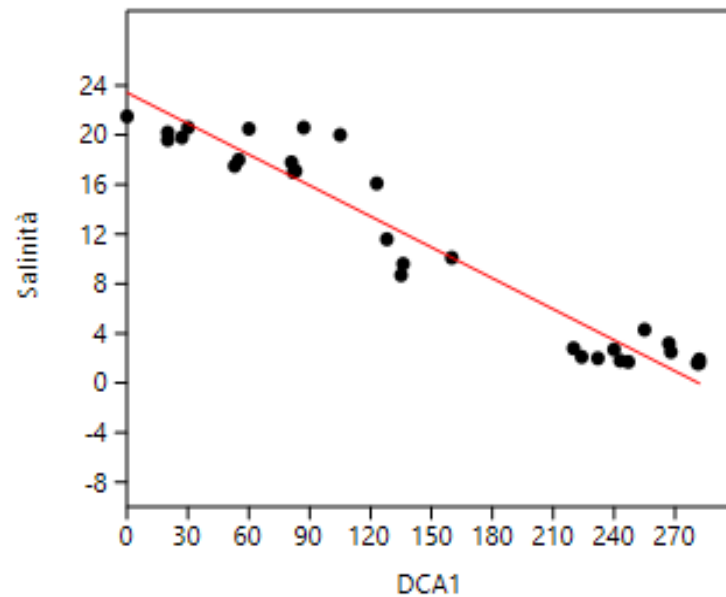
- Stima delle salinità dei campioni attraverso il calcolo della media ponderata per esemplari delle specie in tabella 4, e presenti nei campioni (appendice 4). Nel calcolo della media ponderata occorre moltiplicare i valori di ogni campione per il peso (ponderazione) a loro assegnato. Il peso è rappresentato dall'importanza oggettiva che il singolo valore riveste nella distribuzione, la divisione di conseguenza non è effettuata con la somma del numero dei valori ma con la somma dei pesi secondo la formula:

$$\frac{\sum (X_i * P_i)}{\sum P_i}$$

Taxon	Salinità (psu)				Bibliografia
	Minimo	Massimo	Optimum	Media	
<i>Abra segmentum</i>	3	41	9 – 12	10,5	Gontikaki et al., 2003
<i>Dreissena polymorpha</i>	0	5	0,5 -2,5	1,5	Kinzelbach 1992
<i>Cerastoderma glaucum</i>	3	61	5 – 38	21,5	Gontikaki et al., 2003
<i>Theodoxus fluviatilis</i>	0	15	*	7,5	Hubendick, 1947; Jaeckel, 1952
<i>Hydrobia acuta</i>	1	39	10 – 24	17	Popov, 2007; Britton, 1985; Fretter e Graham, 1978.
<i>Planorbis planorbis</i>	0	4	*	2	Gloer, 2002; Welter-Schultes, 2012.
<i>Monodacna pontica</i>	1	14	*	7	Wesselingh e Alçiçek, 2010
<i>Lithoglyphus naticoides</i>	0	3	*	1,5	Mouthon, 2007
<i>Ecrobia ventosa</i>	6	38	*	22	PC-Tax - the Pontocaspian taxonomic platform

Tabella 4 - valori della salinità relative ai taxon usati per la calibrazione dell'asse DCA 1

- Regressione della serie di valori dei campioni lungo l'asse DC1 con i rispettivi valori di salinità stimata.



L'equazione della retta ottenuta è:

$$y = -0,083162x + 23,419 \quad \text{dove}$$

$b = -0,083162$ indica la pendenza della retta di regressione

$a = 23,419$ l'intercetta rispetto all'asse y.

Il grado di relazione tra le variabili è quantificato dal coefficiente r^2 (coefficiente di correlazione lineare del Pearson), che nel nostro caso risulta essere 0,92. Quanto più il valore di r^2 si avvicina ad 1 tanto più esiste un'interdipendenza di tipo lineare tra le variabili, viceversa quanto più si avvicina a 0 tanto più le variabili sono da considerarsi indipendenti tra loro.

Tutti i valori ottenuti dall'analisi di regressione e i parametri di correlazione ricavati sono riportati in appendice 5.

- Sostituendo a x i valori DCA1 corrispondenti nell'equazione della retta ottenuta sono stati così ricavati i valori di salinità (appendice 6) utilizzati per la calibrazione dei campioni e dell'asse DCA1 (figura 35).

A questi valori si è associata una indeterminazione definita dall'errore standard sulla stima, ottenuto applicando la formula:

$$\frac{\sqrt{\sum(r)^2}}{n - 1}$$

Dove r è il residuo di regressione lungo l'asse y per ogni campione (distanza tra il valore y e la sua proiezione sulla retta, esplicitati in appendice 5). Nel caso in esame l'errore standard sulla stima risulta essere 2,14 psu e l'errore associato alla stima della salinità per ogni campione è stato determinato come $\pm 2,1$ (psu).

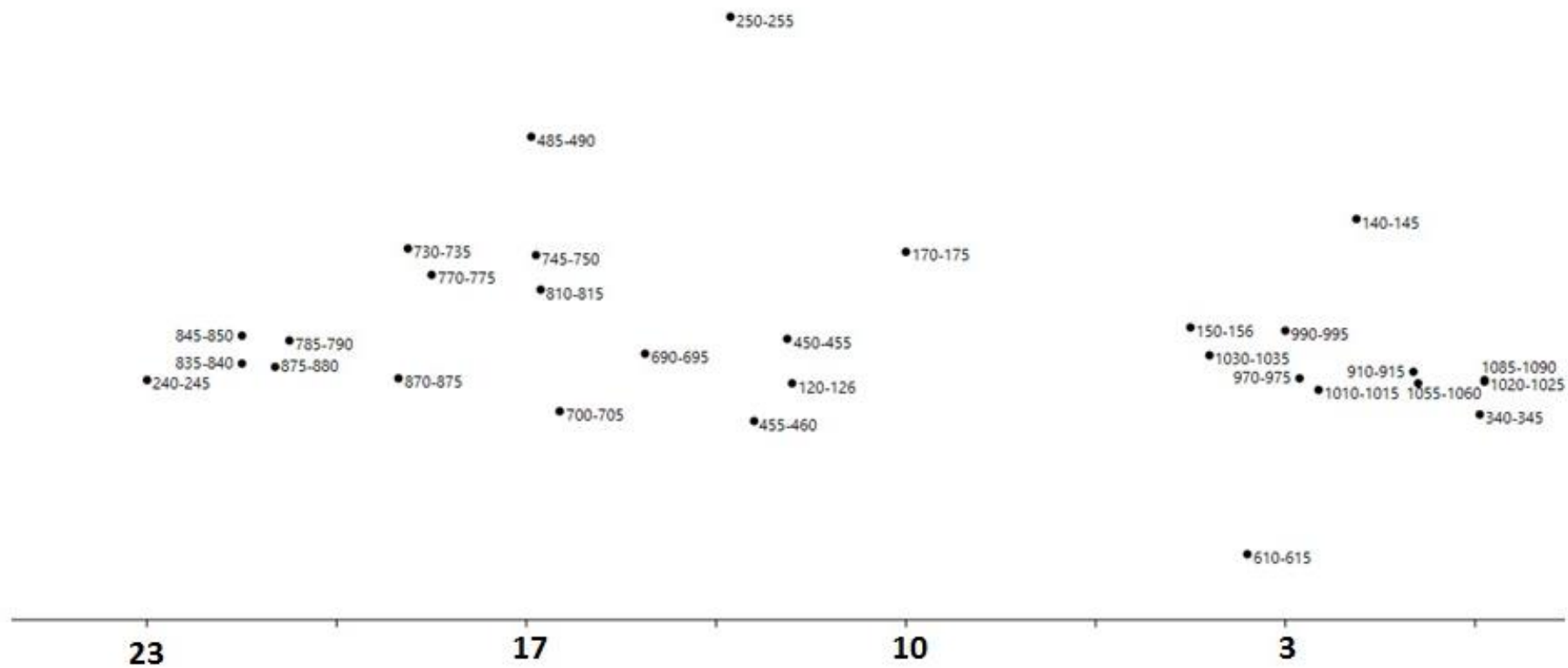


Figura 35 - Rappresentazione grafica della distribuzione dei campioni, l'asse DCA1 è stato sostituito con un asse calibrato con la salinità

In generale, quindi, tutti i campioni risultano ricadere in un range di salinità che spazia dal dulciacquicolo al polialino (minimo 0 massimo 23 psu; figura 35). Si notano due raggruppamenti lungo l'asse DCA1: uno racchiude campioni a significato dulciacquicolo (a dx in figura 35), l'altro campioni caratterizzati da un range più ampio di salinità (centro e sx in figura 35) adducibili ad ambienti salmastri.

Quando i campioni sono disposti in senso stratigrafico (figura 36), si riconoscono 4 intervalli principali definiti da bruschi cambiamenti di salinità lungo la stratigrafia (figura 36): 1) da 1090 al 910 cm; 2) da 880 a 610 cm; 3) da 490 a 340 cm; 4) da 255 a 140 cm. La parte basale della carota (da cm 1100 a 1500) presenta uno scarso contenuto in macrofossili comunque attribuibile ad ambienti dulciacquicoli.

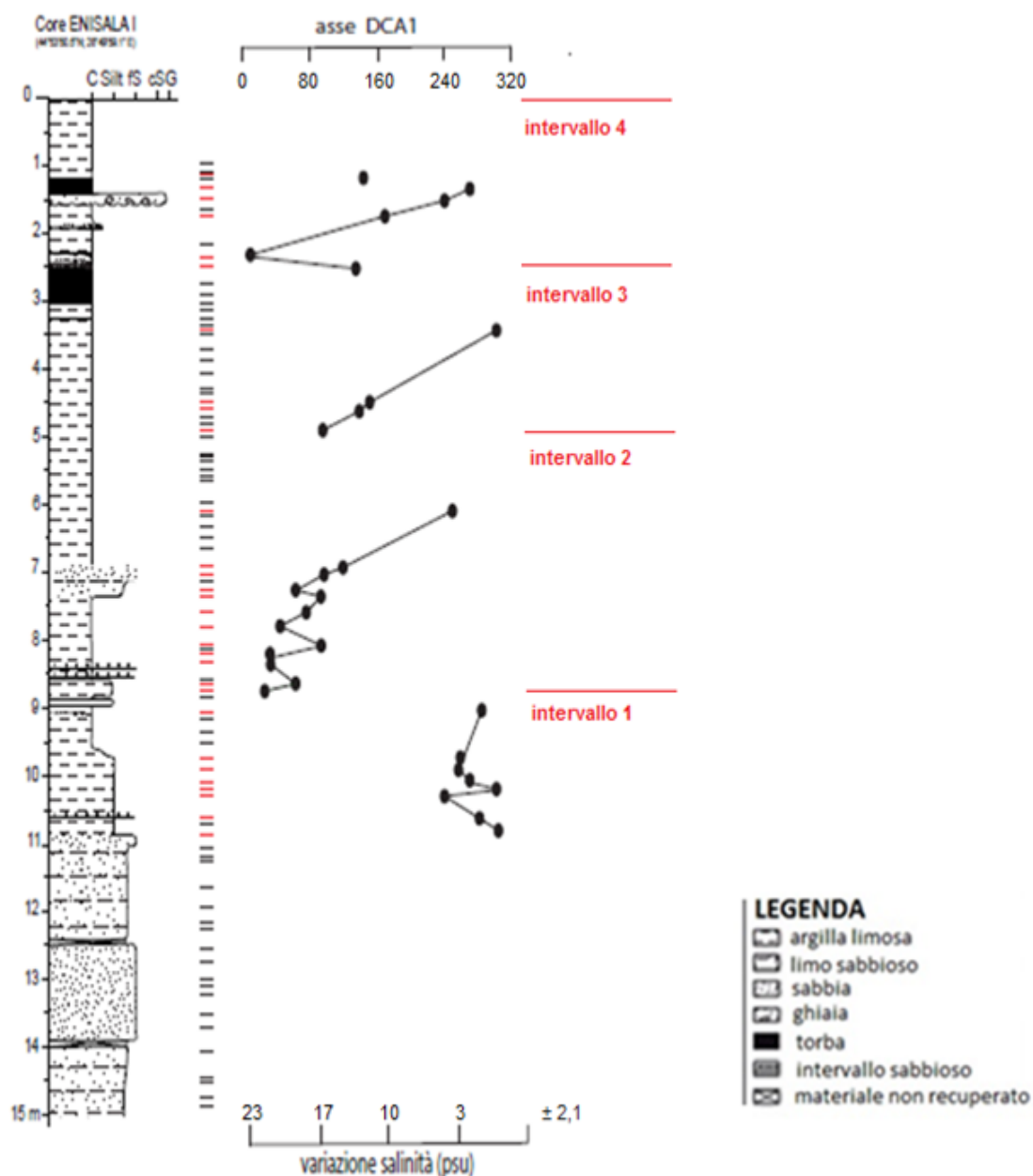


Figura 36 - Distribuzione dei campioni lungo la stratigrafia in relazione ai valori dell'asse DCA1 e relativi valori di salinità in psu risultanti dalla calibrazione con indicato l'errore standard

La parte sommitale del primo intervallo, dello spessore di circa 2 metri, presenta salinità che oscillano nell'ambito del dulciacquicolo-oligoalino ($psu < 5$). La disposizione dei campioni lungo questo intervallo evidenzia una certa stabilità di questo parametro ambientale. Infatti le oscillazioni minori evidenziate ricadono nell'intervallo di incertezza della stima $\pm 2,1$ (psu).

Il secondo intervallo è delimitato da un brusco aumento della salinità (con passaggio da condizioni di salinità oligoaline (<5psu) a polialine (>18psu) costretto in un brevissimo intervallo della carota.

All'interno dell'unità, il parametro salinità mostra un trend caratteristico, il ricco contenuto fossilifero tra 880 e 690 cm permette di rilevare la progressiva diminuzione di salinità: da un massimo di 22 psu nella parte inferiore, fino ad un minimo di 4 psu intorno al cm 610. Per 120 cm al di sopra del cm 610 la curva non è stata ricostruita per mancanza di reperti fossiliferi, gli scarsi resti sono compatibili con depositi dulciacquicoli-oligoalini. Inizialmente il trend di diminuzione è graduale, passando da circa 22 a 19 psu in quasi due metri, poi si ha una rapida diminuzione fino a 4psu che avviene lungo il successivo metro di spessore.

Al centimetro 490 si rileva un nuovo picco dei valori di salinità (17 psu). A differenza dell'intervallo precedente, tra il centimetro 490 e 340 la diminuzione di salinità è rapida e netta, passando da 17 a 0 psu, quindi da ambienti polialini/mesoalini ad oligoalini/dulciacquicoli, in soli 150 cm.

L'ultimo intervallo registra un aumento iniziale di salinità da 13 a 23 psu tra i centimetri 255 – 240 che decresce progressivamente fino a 2 psu al centimetro 140. Anche in questo intervallo, come in quello precedente, la diminuzione è netta, rilevando il passaggio da acque polialine ad oligoaline in circa un metro di sedimento.

Il campione 120 – 126 con salinità pari 12 psu potrebbe indicare una nuova diminuzione di salinità ma vista la mancanza di dati nell'ultimo metro di sedimenti non è da considerarsi indicativo.

5.2.2 Clusters Analysis

L'analisi clusters a due vie ha consentito invece di individuare insiemi di campioni relativamente simili e raggruppabili in 7 biofacies e 3 singletons (un singolo campione; Q-mode) e caratterizzate dal punto di vista paleoecologico grazie all'analisi R-mode e alla matrice d'abbondanza (figura 37).

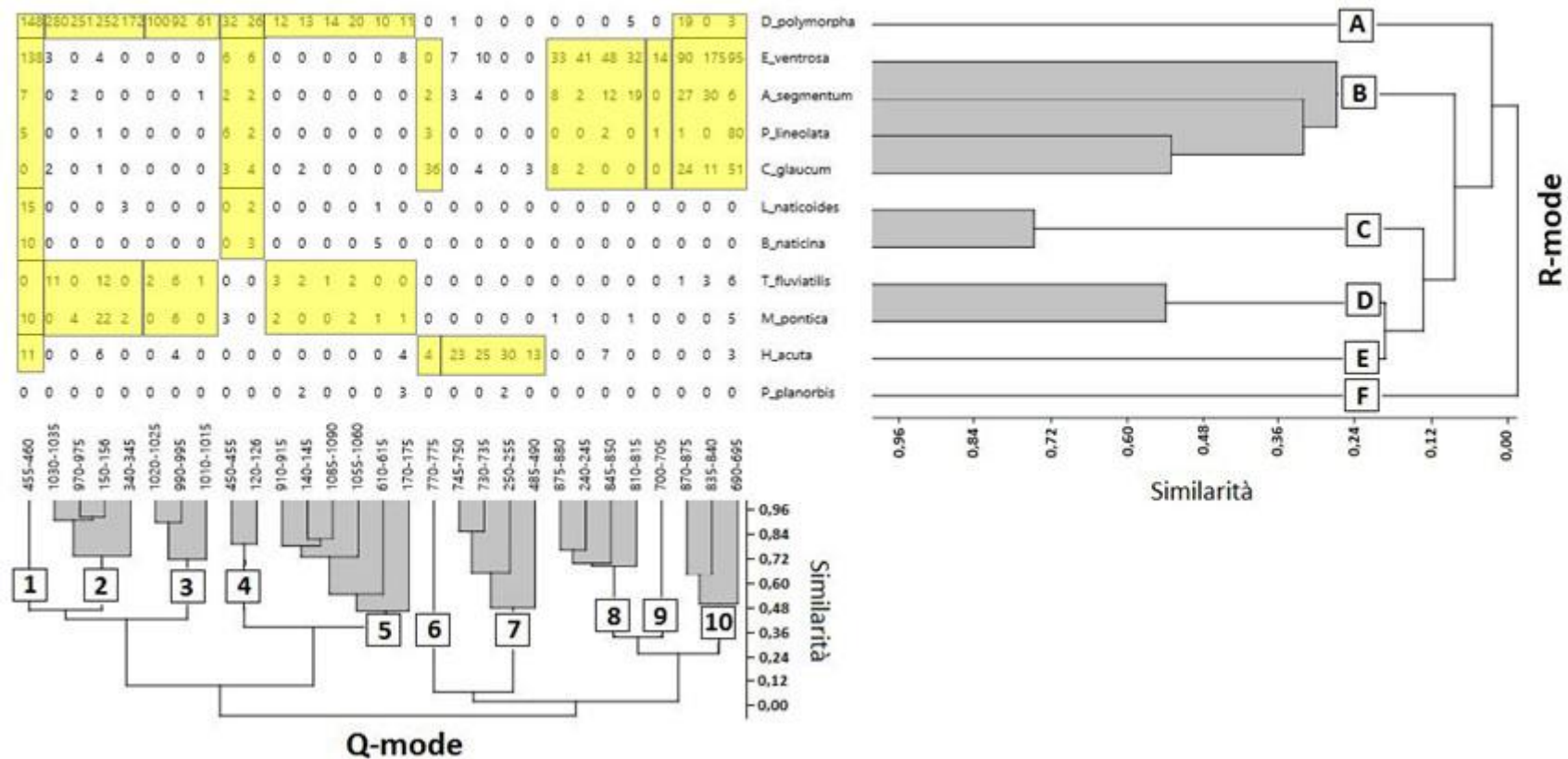


Figura 37 - Analisi cluster a due vie ottenuta utilizzando l'indice di similarità Bray-Curtis. In giallo i clusters che definiscono le biofacies

Le 7 biofacies identificate tramite l'analisi dei clusters sono:

Biofacies 2 - *Dreissena polymorpha* e *Monodacna pontica* (alta abbondanza - Q cluster 2, R clusters D e singleton A)

Biofacies 3 - *Dreissena polymorpha* e *Theodoxus fluviatilis* (Q cluster 3, R cluster D e singleton A)

Biofacies 4 - *Dreissena polymorpha* ed *Ecreobia ventrosa* (Q cluster 4, R clusters B e C e singleton A)

Biofacies 5 - *Dreissena polymorpha* e *Monodacna pontica* (bassa abbondanza - Q cluster 5, R cluster D e singleton A)

Biofacies 7 - *Hydrobia acuta* (Q cluster 7 e R cluster E)

Biofacies 8 - *Ecreobia ventrosa* ed *Abra segmentum* (Q cluster 8 e R cluster B)

Biofacies 10 - *Cerastoderma glaucum* ed *Ecreobia ventrosa* (Q cluster 10, R cluster B e singleton A)

Biofacies 2 – *Dreissena polymorpha* e *Monodacna pontica*: questa biofacies è identificata dal Q cluster 2 e dall'R-cluster D e dal singleton A. Quest'ultimo è identificato da *D. polymorpha*, specie invasiva epifaunale, d'acqua dolce o estuariale (salinità tollerabile <5 psu). L'R cluster D è rappresentato dal gasteropode *Theodoxus fluviatilis* e il bivalve *M. pontica*: specie eteropiche di ambienti ipoalini. *M. pontica* e *T. fluviatilis* riescono a tollerare salinità non oltre 15 psu (tabella 3).

Interpretazione

Le indicazioni ecologiche delle specie suggeriscono un ambiente di transizione a bassa salinità, identificato come un ambiente fluvio-influenzato (in prossimità di foce fluviale) essendo l'ambiente peculiare di vita di *M. pontica* (Borcea 1926; Munasyova-Motyash, 2006).

Biofacies 3 – *Dreissena polymorpha* e *Theodoxus fluviatilis*: biofacies identificata dal Q-cluster 3 e dai medesimi R clusters e singleton della biofacies precedente (A e D), rispetto alla biofacies precedente si riscontra la maggior abbondanza di *T. fluviatilis* e la quasi assenza di specie tipiche di salinità maggiori (figura 37; tabella 4).

Interpretazione

Questa biofacies presenta un significato paleoambientale comparabile a quella *D. polymorpha* e *M. pontica*, tuttavia la presenza di *T. fluviatilis* e l'assenza di specie più marine suggerirebbe ambienti caratterizzati da salinità minore rispetto alla biofacies precedente.

Biofacies 4 – *Dreissena polymorpha* ed *Ecrobia ventrosa*: questa biofacies è identificata dal Q cluster 4 e dagli R clusters B, C e singleton A. L'R-cluster B identifica un gruppo di specie di ambienti polialini (salinità fra 18 e 30) tutte rappresentate con una buona abbondanza (figura 37). L'R cluster C e il singleton A identifica specie *Lithoglyphus naticoides* e *Borysthenia naticina* e *D. polymorpha*, tipiche di acque a salinità molto bassa (<5 psu ca.). Questi ultimi due cluster sono comunque rappresentati da un numero di esemplari trascurabile (*L. naticoides* e *B. naticina*) o come il singleton A - *D. polymorpha*, che sebbene qui presente in numero non trascurabile, di solito in ambienti idonei è presente con decine o centinaia di esemplari.

Interpretazione

La biofacies 4 è riconducibile ad un ambiente protetto polialino, come la parte interna di una baia o una laguna, la presenza di uno stock subordinato di molluschi dulciaquicoli rinforza l'interpretazione.

Biofacies 5 – *Dreissena polymorpha* e *Monodacna pontica*:

Biofacies identificata dal Q cluster 5, dall' R clusters D e dal singleton A. Questa biofacies è caratterizzata dalle stesse specie della biofacies 3; si differenzia essenzialmente la ridotta abbondanza delle specie caratterizzanti e una diffusa presenza di *D. polymorpha*.

Interpretazione

La presenza di specie caratteristiche di bassa salinità così come per la biofacies 3, suggerisce ambienti dulciaquicoli. Il ritrovamento di un numero ridotto sia di *D. polymorpha* (organismo gregario e comunemente abbondante) sia di tutti i taxa degli altri R clusters indicano probabilmente la presenza di alti tassi di sedimentazione che ne diluivano i resti e/o la presenza di condizioni ambientali non favorevoli allo sviluppo di tali associazioni.

Biofacies 7 – *Hydrobia acuta*: questa biofacies è identificata dal Q cluster 7 e dall' R singleton E. Quest'ultimo definito da *H. acuta*, specie erbivora, tipica di ambienti lagunari ad estuarini, può tollerare forti variazioni di salinità (1 - 39 psu; Britton, 1985; Popov, 2007).

Interpretazione

La grande abbondanza di *H. acuta*, unita alla presenza di taxa salmastri, suggerisce ambienti lagunari caratterizzati da abbondante copertura vegetale soggetti a notevoli variazioni di salinità.

Biofacies 8 – *Ecrobia ventrosa* ed *Abra segmentum*: biofaces identificata dal Q cluster 8 e dall' R cluster B. Tutte le specie dell'R cluster B sono presenti in questa biofacies, in particolare si riconosce l'abbondante presenza di *E. ventrosa* e *A. segmentum*. La prima è tipica di ambienti salmastri con copertura vegetale, mentre la seconda è un bivalve infaunale caratteristico di lagune interne.

Interpretazione

Le caratteristiche ecologiche suggeriscono quindi un ambiente simile alla biofacies 4 tuttavia rispetto a quest'ultima l'assenza di *D. polymorpha*, e la presenza di biotopi a salinità maggiore riconduce ad un ambiente salmastro.

Biofacies 10 – *Cerastoderma glaucum* ed *Ecrobia ventrosa*: questa biofacies è identificata dal Q cluster 10, dall' R cluster B e dal singleton A II

cluster B è particolarmente ben diversificato e abbondante (in particolare *C. glaucum*) mentre il singleton A è rappresentato da pochi esemplari.

Interpretazione

L'associazione individuata dal R-cluster B richiama ad un ambiente di tipo lagunare franco, la modesta presenza di esemplari di *Dreissena polymorpha* (singleton A), è ritenuta rappresentare fasi di minor salinità all'interno dell'ambiente lagunare.

Singleton: alcuni campioni, al livello di similarità utilizzato per suddividere i gruppi di campioni (Q-cluster) non sono strettamente associabili alle biofacies discusse in precedenza. Nel dettaglio i Q-singletons 6 e 9 risultano essere composti da associazioni lagunari (R-cluster B) mentre il Q cluster 1 è rappresentato da tutti gli R-clusters meno del singleton F. L'abbondanza di specie caratteristiche di ambienti differenti nel medesimo campione è ritenuta indicare un intervallo rimaneggiato.

6. Ricostruzione paleoambientale e integrazione con le principali fasi evolutive del Delta del Danubio

L'integrazione tra i dati sulla salinità ottenuti dalla DCA e le biofacies riconosciute grazie all'analisi dei clusters (figura 38) ha permesso una ricostruzione paleoambientale lungo il sondaggio e la suddivisione del carotaggio in quattro intervalli delimitati da netti cambiamenti di salinità e caratterizzati da trend ben definiti (vedi DCA e Cluster Analysis).

Le datazioni al radiocarbonio effettuate sui campioni 870_875 e 280_285 (figura 38; tabella 5) hanno inoltre consentito di inquadrare cronologicamente, seppur in maniera ancora non soddisfacente, le principali dinamiche paleoambientali ricostruite e di effettuare un confronto con le principali fasi evolutive del Delta del Danubio documentate da studi precedenti (Capitolo 2; Giosan et al., 2006).

Campione	Materiale	Età 14C BP	σ	$^{13}\text{C}/\text{‰}$	Età calibrata BP	Età calibrata BC/AD
870_875	Valva di <i>Cerastoderma</i>	6280	56	-24±1‰	6208-6621 cal BP	4672-4259 cal BC
280_285	Torba	565	52	-13±1‰	516-653 cal BP	1294-1434 cal AD

Tabella 5 - Dati relativi alla datazione dei campioni 870-875 e 280-285 riportati dal report di laboratorio (CIRCE - Center for Isotopic Research on Cultural and Environmental heritage - Università di Caserta)

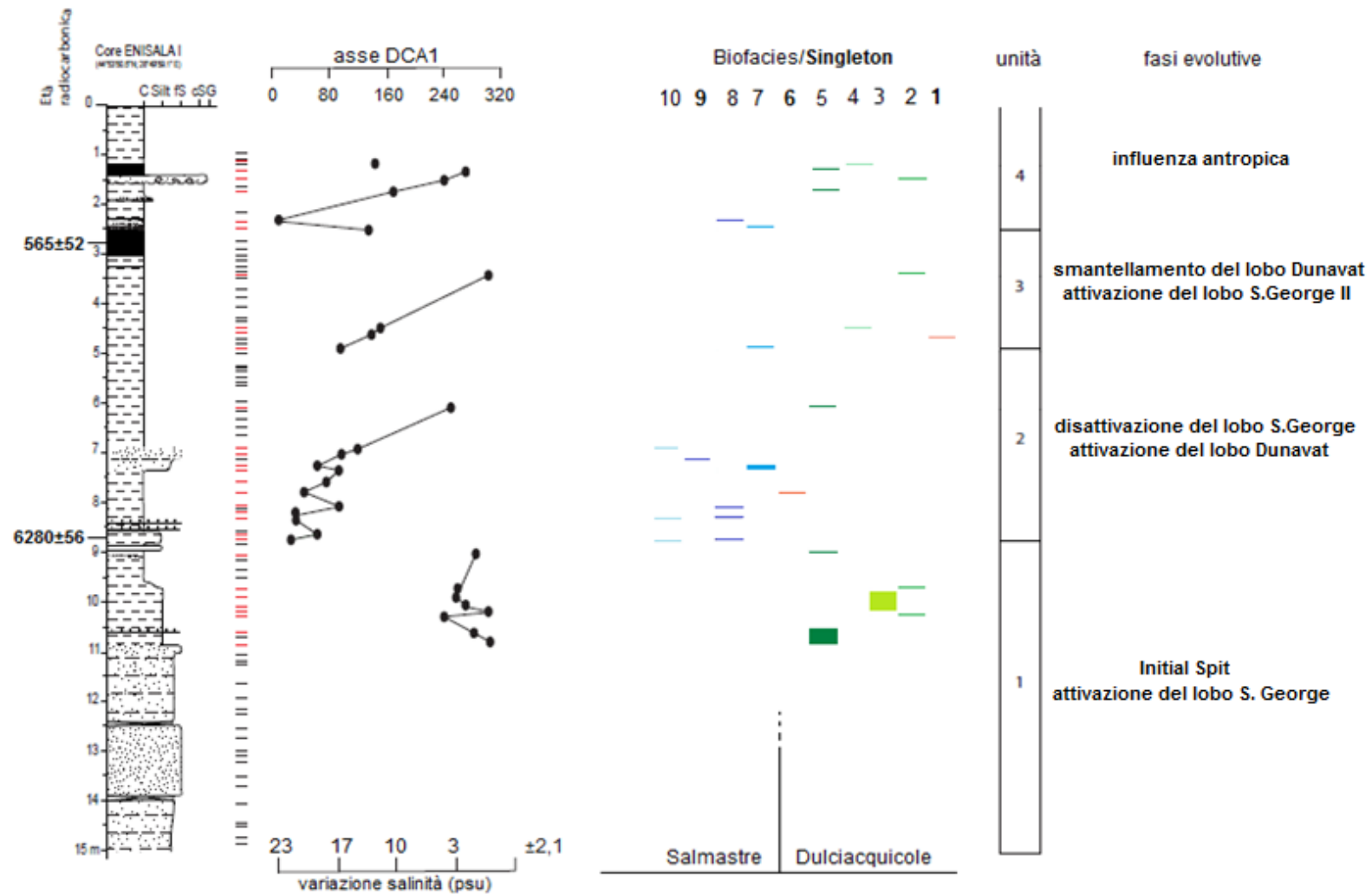


Figura 38 - Grafico indicante la variazione di salinità lungo la stratigrafia (legenda riportata in figura 33), il turnover della biofacies, le unità riconosciute sulla base della differenza di salinità e di associazioni, e tentativo di correlazione con le principali fasi evolutive di del Delta. A destra del log sono indicati in nero gli intervalli campionati risultati sterili oppure esclusi dal processo di riduzione della matrice, in rosso gli intervalli fossiliferi utilizzati per le analisi

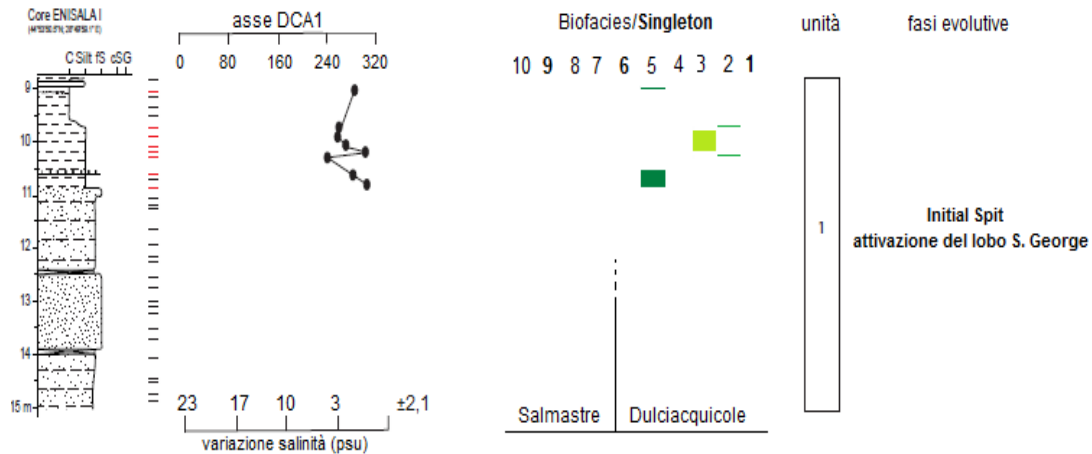


Figura 39 - Unità 1, variazione della salinità e del turnover delle biofacies, e relativa fase evolutiva di riferimento. La legenda relativa alla colonna stratigrafica è riportata in figura 33, le tacche rosse a destra del log indicano i campioni usati per le analisi, quelle nere i campioni non fossiliferi.

L'unità 1 (figura 39) comprende i primi 6 metri circa (dal centimetro 1500 all'880) con un andamento granulometrico *fining upward* (FU). La gran parte di questa unità (1500 - 1100 cm) è composta da depositi sabbiosi e sabbioso limosi non fossiliferi o scarsamente fossiliferi. Le analisi multivariate condotte e le specie chiave più abbondanti (es. *D. polymorpha*, *T. fluviatilis*; *M. pontica*) nei due metri sommitali chiaramente dimostrano come l'intervallo superiore dell'unità 1, sia caratterizzato da una sostanziale stabilità, sia per le biofacies sia del parametro ambientale di riferimento (salinità), nell'ambito di una successione di ambienti dulciaquicoli/oligoalini. Le fluttuazioni minori della salinità e il turnover delle biofacies possono essere messe in relazione ad una maggiore (biofacies 2, 5 - *D. polymorpha* e *M. pontica*) o minore (biofacies 3 - *D. polymorpha* e *T. fluviatilis*) influenza di masse di acqua dolce, dovuta alla maggiore o minore vicinanza/apporto da parte di canali distributori. L'assenza di un adeguato record macrofaunistico nella parte inferiore dell'unità (pochi resti tipici di ambienti a bassa salinità), consente solo un generico riferimento ad ambienti dulciaquicoli/ipoalini e la scarsità di esemplari potrebbe essere indicativa di elevati tassi di sedimentazione.

La determinazione di 6280 ± 56 anni nella parte inferiore dell'unità 2 (campione 870 - 875 figura 40) permette di collocare la deposizione dell'unità 1 durante le fasi iniziali di costituzione del Delta del Danubio olocenico. Nello specifico l'unità 1 probabilmente registra le dinamiche terminali della fase

denominata “Blocked Delta” (~11000 - 7000 BP; Giosan et al., 2006) che vede lo sviluppo di vari lobi deltizi situati in posizione più interna di quelli attuali e di una barriera sabbiosa identificata nella zona a NO del sito del sondaggio in esame (figura 15). E’ possibile dunque che i depositi dell’unità 1 registrino la progressiva chiusura di una baia (FU trend) ad opera della progressiva costruzione dello spit (avanzamento fuori valle del lobo George 1) e in un contesto nel quale ancora la “piena” salinizzazione del Mar Nero non è ancora stata raggiunta. Le dinamiche paleobiologiche a macrobentonici sono in pieno accordo con questa interpretazione.

La scarsità di dati cronologici al momento disponibili, uniti all’insufficienza degli elementi macropaleontologici nella parte medio inferiore dell’unità 1, non ci consente di valutare nell’area di studio le modalità della “trasgressione” mediterranea (fase del Diluvium o lenta inondazione), documentata nelle parti centrali del Mar Nero già a 9.000 anni fa e protrattasi per alcune migliaia anni (Soulet et al., 2011).

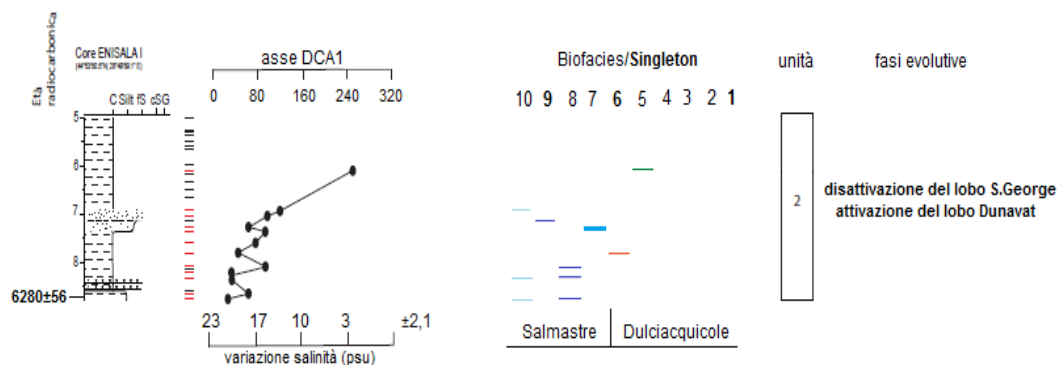


Figura 40 - Unità 2, variazione della salinità e del turnover delle biofacies, e relativa fase evolutiva di riferimento. La legenda relativa alla colonna stratigrafica è riportata in figura 33, le tacche rosse a destra del log indicano i campioni usati per le analisi, quelle nere i campioni non fossiliferi. A sinistra della stratigrafia, in corrispondenza del cm 870 – 875 è indicata l’età al radiocarbonio con relativo intervallo d’incertezza

Attorno ai 6300 anni fa, le associazioni macrobentoniche evidenziano un rapido cambiamento nell’ambiente sedimentario. L’unità 2 (figura 40) è prevalentemente caratterizzata da sedimenti argillosi riccamente fossiliferi e da sottili intervalli sabbiosi. La DCA mostra un netto aumento di salinità rispetto all’unità precedente che avviene in meno di 30 cm di spessore, con un passaggio da ca. 3 psu (oligoalino) a circa 21 psu (polialino).

Parallelamente le biofacies mostrano un rapido spostamento da biofacies dulciaquicole (vedi unità 1) a lagunari (es. biofacies 8 – *Ecrobia ventrosa* ed *Abra segmentum*). Questo cambio netto, in un ridotto spessore sedimentario, è ritenuto rappresentare una rapida e non walteriana dislocazione di facies, con lo sviluppo di ambienti di tipo prettamente lagunare. Il dato cronologico suggerisce che tale rapido cambiamento possa essere correlabile alle dinamiche sedimentarie interne al Delta del Danubio. Nello specifico la disattivazione del suo principale canale distributore (S. George I) e l'attivazione del lobo Dunavat. Nell'area di studio, quindi, i diminuiti apporti sedimentari uniti alla subsidenza hanno consentito un discreto accumulo di sedimenti in ambienti meno fluvio-influenzati. All'interno dell'unità 2 la successione di biofacies malacologiche e i trend di salinità in effetti registrano, per uno spessore di circa due metri, ambienti francamente lagunari (polialini, presenza di *C. glaucum* e *A. segmentum*) che documentano una persistenza del sistema lagunare coevo alle fasi iniziali di lento sviluppo del lobo Dunavat (figura 18). La parte alta invece registra una rapida diminuzione della salinità, unita al passaggio da biofacies lagunari (10 - 8 in figura 40) a fluvio-influenzate (7 e 5 in figura 40) e sedimenti poveri in macrofossili (generalmente dulciaquicoli). La biofacies 7 (ad *Hydrobia acuta*; intervallo 730 - 750 cm) suggerisce l'instaurarsi di ambienti a basso idrodinamismo con abbondante vegetazione. La biofacies 5 e il successivo intervallo scarsamente fossilifero (~700 a 550 cm) indicano ambienti ulteriormente più interni, situati in prossimità di canali distributori con alti tassi di sedimentazione. Queste dinamiche che documentano un trend di parziale chiusura/parziale o colmamento della laguna, sono in accordo con la documentazione che registra l'attivazione del lobo Dunavat (figura 18).

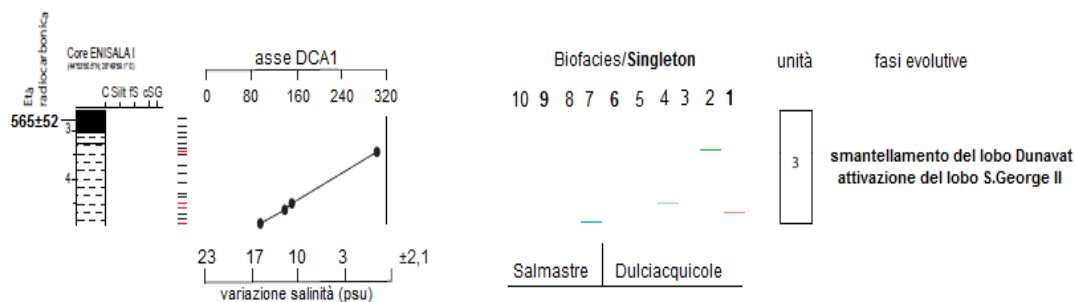


Figura 41 - Unità 3, variazione della salinità e del turnover delle biofacies, e relativa fase evolutiva di riferimento. La legenda relativa alla colonna stratigrafica è riportata in figura 33, le tacche rosse a destra del log indicano i campioni usati per le analisi, quelle nere i campioni non fossiliferi. A sinistra della stratigrafia, in corrispondenza del cm 280 – 285 è indicata l'età al radiocarbonio con relativo intervallo d'incertezza

L'unità successiva è caratterizzata alla base (e al tetto), come la precedente, da due forti escursioni in termini di paleosalinità (oligoalini a mesoalini/polialini), e all'interno è caratterizzata da un trend molto rapido di variazione della paleosalinità e biofacies. L'unità, spesso circa 2,5 m (centimetri 510 - 250) è formata interamente da argille con circa 50 cm di torba in corrispondenza della porzione superiore. Il turnover delle biofacies è in accordo con la diminuzione netta e repentina della salinità (17 psu – 0 psu) e con il rapido passaggio da biofacies lagunari ricche in vegetazione (*H. acuta*) ad una successione di biofacies prevalente dulciaquicole (*Dreissena polymorpha* e *Monodacna pontica*) ed indicatrici di apporti fluviali consistenti. La presenza di un dato cronologico limitato all'intervallo torboso al top dell'unità (campione 280-285, figura 41), permette di avanzare solo un'interpretazione generale delle dinamiche evolutive del delta durante questo periodo. L'ipotesi è che, la parte inferiore registri le fasi dello smantellamento del lobo Dunavat, ipotizzabile in questo periodo, con conseguente diminuzione degli apporti dulciaquicoli e incremento della salinità. Il resto dell'unità potrebbe riflettere la chiusura dell'area a seguito della costituzione di di un sistema di barriera (a seguito dello smantellamento del lobo Dunavat) e/o la riattivazione e progradazione del canale distributore S. George (fase II).

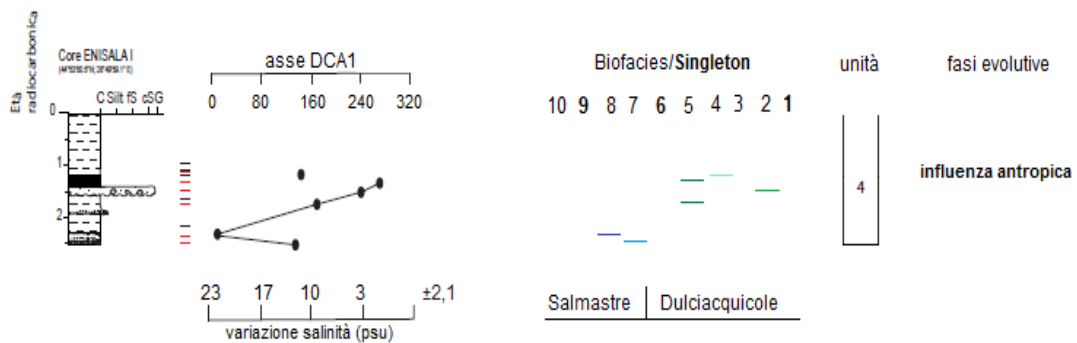


Figura 42 - Unità 4, variazione della salinità e del turnover delle biofacies, e relativa fase evolutiva di riferimento. La legenda relativa alla colonna stratigrafica è riportata in figura 33, le tacche rosse a destra del log indicano i campioni usati per le analisi, quelle nere i campioni non fossiliferi.

L'ultima unità (figura 42) è composta da circa 2 metri di sedimenti di varie litologie. Il metro basale è composto di argille, sovrastate da un intervallo di circa 10 cm di ghiaie, su cui poggia un ulteriore intervallo torboso di circa 20 centimetri. La salinità, dopo un aumento nei primi centimetri, decresce progressivamente fino al top delle ghiaie, probabilmente di origine atropica, provenienti da un canale di drenaggio. Le biofacies 7 e 8 alla base hanno un significato chiaramente salmastro mentre le biofacies 2 e 5 hanno un significato dulciacquicolo coerente con la litologia grossolana. L'intervallo torboso alla sommità dell'unità testimonia la deposizione di abbondante materia organica in un ambiente a bassa energia e sostanzialmente dulciaquicolo, con caratteristiche comparabili a quelle attuali. La datazione del campione 280 – 285 colloca questa unità in un intervallo che comprende gli ultimi 500 anni circa. In questo periodo l'intervento antropico ha avuto un forte impatto. La presenza del trend a salinità crescente alla base può essere quindi stata determinata da fenomeni auto-ciclici (momentanea riapertura di scambi con il Mar Nero), ma più probabilmente dall'attività antropica. Il successivo trend di diminuzione della salinità, indicativo di una chiusura, può essere messo in relazione con il graduale abbandono dell'area e il suo progressivo interrimento.

7. Conclusioni

L'analisi ad alta risoluzione del contenuto paleontologico in molluschi della carota ENISALA I ha consentito di:

- Riconoscere le principali biofacies (10 unità a molluschi) che caratterizzano la successione olocenica del carotaggio ENISALA (Delta del Danubio).
- Individuare nella salinità la principale variabile associabile al turnover delle biofacies lungo la colonna stratigrafica.
- Fornire una stima quantitativa puntuale delle variazioni di salinità lungo il sondaggio studiato.
- Ottenere una ricostruzione paleoambientale della zona oggetto di studio ed inquadrarla/integrarla con le dinamiche evolutive oloceniche del Delta del Danubio.

L'analisi quantitativa multivariata applicata in campo paleoecologico si è dimostrata quindi uno strumento adeguato a risolvere dinamiche deposizionali anche in aree di transizione caratterizzate, rispetto a quelle marine, da una minore diversità delle associazioni macrofaunistiche.

8. Bibliografia

- Aksu, A. E., Hiscott, R. N., Kaminski, M. A., Mudie, P. J., Gillespie, H., Abrajano, T., & Yaşar, D. (2002). Last glacial–Holocene paleoceanography of the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence. *Marine Geology*, 190(1), 119-149.
- ANIMALBASE – Early Zoological Literature online (www.animalbase.org). Visitato il 27/12/16.
- Babalanov, I. P., Yanko – Hombach, V., Gilbert, A. S., Panin, N., & P. Dolukhanov, (2007). Holocene sea – level changes of the Black Sea. *The Black Sea Flood Questions: Changes in Coasline, Climate, and Human Settlement*: (pp. 711–730). Dordrecht, The Netherlands, Springer.
- Beekey, M. A., McCabe, D. J., & Marsden, J. E. (2004). Zebra mussel colonisation of soft sediments facilitates invertebrate communities. *Freshwater Biology*, 49(5), 535-545.
- Bhattacharya, J. P., & Giosan, L. (2003). Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50(1), 187-210.
- BIOLOGIA MARINA.ORG – Atlante Scientifico di Biologia Marina Mediterranea (www.biologiamarina.org). Visitato il 23/12/16.
- Bony, G., Morhange, C., Marriner, N., Baralis, A., Kaniewski, D., Rossignol, I., & Lungu, V. (2015). History and influence of the Danube delta lobes on the evolution of the ancient harbour of Orgame (Dobrogea, Romania). *Journal of Archaeological Science*, 61, 186-203.

- Carrada, G. C., & Fresi, E. (1988). Le lagune salmastre costiere. Alcune riflessioni sui problemi e sui metodi. *Le lagune costiere: ricerca e gestione. CLEM, Massa Lubrense (Napoli)*, 35-56.
- Cilenti, L., Scirocco, T., Florio, M., Specchiulli, A., Barbone, E., Rosati, I., & Breber, P. (2010). Renewal time in a population of *Abra segmentum* (Mollusca, Bivalvia): a case of marked r strategy. *Transitional Waters Bulletin*, 3(2), 1-14.
- Cox, P., Mezger, P. G., Sievers, A., Najarro, F., Bronfman, L., Kreysa, E., & Haslam, G. (1995). Millimeter emission of eta Carinae and its surroundings. *Astronomy and Astrophysics*, 297, 168-174.
- Dauer, D. M. (1993). Biological criteria, environmental health and estuarine macrobenthic community structure. *Marine Pollution Bulletin*, 26(5), 249-257.
- Dinu, C., Wong, H. K., Tambrea, D., & Matenco, L. (2005). Stratigraphic and structural characteristics of the Romanian Black Sea shelf. *Tectonophysics*, 410(1), 417-435.
- Fenies, H., & Lericolais, G. (2005). Internal architecture of an incised valley-fill on a wave-and tide-dominated coast (the Leyre incised valley, Bay of Biscay, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 337(14), 1257-1266.
- Feurdean, A., Perşoiu, A., Tanţău, I., Stevens, T., Magyari, E. K., Onac, B. P., & Gałka, M. (2014). Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews*, 106, 206-224.

- Figus, V., Culurgioni, J., De Murtas, R., & Canestri Trotti, G. (2006). Parassiti di *Cerastoderma glaucum* (Poiret, 1879) (Bivalvia: Cardiidae) della laguna di S. ta Gilla, Sardegna meridionale. *Ittiopatologia*, 3, 69-74.
- Fretter, V., & Graham, A. (1978). The prosobranch molluscs of Britain and Denmark. Part 3. Neritacea, Viviparacea, Valvatacea, terrestrial and freshwater Littornacea and Rissoacea. *Journal of Molluscan Studies Suppl. 5: 101, 152.*
- Fretter, V., & Graham, A. (1985). The prosobranch molluscs of Britain and Denmark. *J. Moll. Stud. (Suppl. 15).*
- Galloway, W. E. (1975). Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems.
- Ghenea, C., & Mihailescu, N. (1991). Palaeogeography of the Lower Danube Valley and the Danube Delta during the last 15 000 Years. *Temperate Palaeohydrology*, 343-363.
- Giosan, L. (2005). River delta morphodynamics: Examples from the Danube delta.
- Giosan L., Bokuniewicz H., Panin N. & Postolache I. (1997) Longshore sediment transport pattern along Romanian Danube Delta coast. *GeoEcoMarina* 2, 11–23
- Giosan, L., Bokuniewicz, H., Panin, N., & Postolache, I. (1999). Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast. *Journal of Coastal Research*, 859-871.
- Giosan, L., Donnelly, J. P., Constantinescu, S., Filip, F., Ovejanu, I., Vespremeanu-Stroe, A. & Duller, G. A. (2006). Young Danube delta documents stable Black Sea level since the middle Holocene: morphodynamic, paleogeographic, and archaeological implications. *Geology*, 34(9), 757-760.

- Giosan, L., Filip, F., & Constatinescu, S. (2009). Was the Black Sea catastrophically flooded in the early Holocene?. *Quaternary Science Reviews*, 28(1), 1-6.
- Giosan, L., Coolen, M. J., Kaplan, J. O., Constantinescu, S., Filip, F., Filipova-Marinova, M., & Thom, N. (2012). Early anthropogenic transformation of the Danube-Black Sea system. *Scientific reports*, 2, 582.
- Glöer, P. (2002). *Süsswassergastropoden Nord-und Mitteleuropas: Bestimmungsschlüssel, Lebensweise, Verbreitung* (Vol. 73). ConchBooks.
- Gökaşan, E., Demirbag, E., Oktay, F. Y., Ecevitog, B., Şimşek, M., & Yüce, H. (1997). On the origin of the Bosphorus. *Marine Geology*, 140(1-2), 183-199.
- Gontikaki, E., Antoniadou, C., & Chintiroglou, C. C. (2003). Population structure of *Cerastoderma glaucum* and *Abra ovata* in Vouliagmeni Lagoon (Attiki). *Journal of the Marine Biological Association of the UK*, 83(05), 1095-1097.
- Grossu, A. V., & Tesio, C. (1973). Revision der Arten der Alopinae aus den südlichen Karpathen nebst Beschreibung einer neuen Art (Gastropoda: Clausiliidae). *Archiv für Molluskenkunde*, 103, 87–91.
- Guelorget, O., & Perthuisot, J. P. (1992). Paralic ecosystems. Biological organization and functioning. *Vie et milieu*, 42(2), 215-251.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm

- Hill, M. O., & Gauch, H. G. (1980). Detrended correspondence analysis: an improved ordination technique. *Vegetatio*, 42(1-3), 47-58.
- Horn, R. A., & Johnson, C. R. (2012). *Matrix analysis*. Cambridge university press.
- Hubendick, B. (1947). *Die Verbreitungsverhältniss der limnischen Gastropoden in Südschweden*. Almqvist & Wiksells.
- Hurrell, J. W. (1996). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Oceanographic Literature Review*, 2(43), 116.
- Huntley, J. W., & Scarponi, D. (2011). Evolutionary and ecological implications of trematode parasitism of modern and fossil northern Adriatic bivalves. *Paleobiology*, 38(1), 40-51.
- ISPRA – Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (www.isprambiente.gov.it). Visitato il 28/01/17.
- Jaeckel, S. H. (1952). *Unsere Süßwassermuscheln*. Geest & Portig.
- Kern, Z., Popa, I., Varga, Z., & Széles, É. (2009). Degraded temperature sensitivity of a stone pine chronology explained by dendrochemical evidences. *Dendrochronologia*, 27(2), 121-128.
- Kini, A. U., & Popescu, S. C. (2004). TreeVaW: a versatile tool for analyzing forest canopy LIDAR data: A preview with an eye towards future. *Kansas City, MO: SPRS Images to Decision: Remote Sensing Foundation for GIS Applications*.
- Kinzelbach, R., (1992). The main features of the phylogeny and dispersal of the zebra mussel *Dreissena polymorpha*. *The zebra mussel Dreissena polymorpha*, 4, 5-17.

- Kirkegaard, J. (2006). Life history, growth and production of *Theodoxus fluviatilis* in Lake Esrom, Denmark. *Limnologica-Ecology and Management of Inland Waters*, 36(1), 26-41.
- Kobak, J. (2006). Factors influencing the attachment strength of *Dreissena polymorpha* (Bivalvia). *Biofouling*, 22(3), 141-150.
- Korotoev, A. V., & Mazin, I. P. (2003). Supersaturation of water vapor in clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(24), 2957-2974.
- Krause, K. B. (1949). Radiocarbon dating's final frontier. *Science*, 23, 678.
- Le Pichon, X., Şengör, A. M. C., Demirbağ, E., Rangin, C., Imren, C., Armijo, R., & Saatçılar, R. (2001). The active main Marmara fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4), 595-616.
- Major, T., von Janowsky, B., Ruppert, T., Mogk, A., & Voos, W. (2006). Proteomic analysis of mitochondrial protein turnover: identification of novel substrate proteins of the matrix protease pim1. *Molecular and cellular biology*, 26(3), 762-776.
- Malciu, M., & Prêteux, F. (2001, May). Mpeg-4 compliant tracking of facial features in video sequences. In *Proc. EUROIMAGE, ICAV3D, Greece* (pp. 108-111).
- Mihailescu, N. (2006). Danube delta geology, geomorphology and geochemistry. *Tudorancea, Tudorancea et MM (Ed.), Danube Delta. Genesis and Biodiversity, Leiden, The Netherlands*, 1-35.
- Mouthon, J. (2007). *Lithoglyphus naticoides* (Pfeiffer) (Gastropoda: Prosobranchia): distribution in France, population dynamics and life cycle in the Saône river at Lyon (France). *Annales de Limnologie - International Journal of Limnology* 43 (1): 53-59.

- Munasyanova-Motyash, I. A. (2006). On the recent fauna of subfamily Limnardiinae (Bivalvia, Cardiidae) in North-Western shore of Black Sea. *Vestnik zoologii*, 40, 41-48.
- Munteanu, I., Sitar, C., Craioveanu, C., & Rákósy, L. (2015). The effect of traditional land use of diurnal lepidoptera from Nature 2000 site "Dealurile Clujului Est". *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Biologia*, 60(1).
- Oaie, G., & Melinte-Dobrinescu, M. C. (2012). Holocene litho-and biostratigraphy of the NW Black Sea (Romanian shelf). *Quaternary International*, 261, 146-155.
- Oguz, H. N., & Prosperetti, A. (1993). Dynamics of bubble growth and detachment from a needle. *Journal of Fluid Mechanics*, 257, 111-145.
- Oksanen, J., & Minchin, P. R. (2002). Continuum theory revisited: what shape are species responses along ecological gradients?. *Ecological Modelling*, 157(2), 119-129.
- Panin, N. (1997). On the geomorphologic and geologic evolution of the River Danube–Black Sea interaction zone. *Geo-Eco-Marina*, 2, 31-40.
- Panin, N., & Overmars, W. (2012). The danube delta evolution during the Holocene: reconstruction attempt using geomorphological and geological data and existing cartographic documents. *Geo-Eco-Marina*, (18), 75.
- Panin, N., Panin, S., Herz, N., & Noakes, J. E. (1983). Radiocarbon dating of Danube delta deposits. *Quaternary Research*, 19(2), 249-255.
- PC-Tax - The Ponto Caspian Taxonomic Platform (mollusca.myspecie.info). Visitato il 03/01/2016.

- Popov, A. (2007). *8 Fauna and Zoogeography of the Orthopterid Insects (Embioptera, Dermaptera, Mantodea, Blattodea, Isoptera, and Orthoptera) in Bulgaria* (Vol. 82, p. 233). Springer Science & Business Media.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., & Grootes, P. M. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Reizopoulou, S., & Nicolaidou, A. (2007). Index of size distribution (ISD): a method of quality assessment for coastal lagoons. In *Lagoons and Coastal Wetlands in the Global Change Context: Impacts and Management Issues* (pp. 141-149). Springer Netherlands.
- Robinson, A. G., Rudat, J. H., Banks, C. J., & Wiles, R. L. F., (1996). Petroleum geology of the Black Sea. *Marine and Petroleum geology*, 13(2), 195-223.
- Ross, D.A., Degens, E.T., MacIlvaine, J. (1970). Black Sea: recent sedimentary history. *Science* 170, 163–165.
- Ross, D.A., & Degens, E.T. (1974). Recent sediments of Black Sea. In: *The Black Sea - geology, chemistry, and biology*.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C. (1999). Noah's Flood: The New Scientific Discoveries about the Event that changed History. Simon and Schuster, New York, 319 p.
- Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G., Dimitrov, P., Gorur, N., Sakinc, M., Yuce, H. (1997). An abrupt drowning of the Black Sea shelf. *Marine Geology* 138, 119–126.
- Seghedi, A. (2012). Palaeozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea—An Overview. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21(5), 669-721.

- Selifonova, J. P., Shmeleva, A. A., & Kideys, A. E. (2008). Study of copepod species from the Western Black Sea in the Cruise r/v 'Knorr' during May-June 2001. *Acta zool. bulg*, 60(3), 305-309.
- Scarponi, D., Huntley, J. W., Capraro, L., & Raffi, S. (2014). Stratigraphic paleoecology of the Valle di Manche section (Crotone Basin, Italy): a candidate GSSP of the Middle Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 402, 30-43.
- Scarponi, D., & Kowalewski, M. (2004). Stratigraphic paleoecology: Bathymetric signatures and sequence overprint of mollusk associations from upper Quaternary sequences of the Po Plain, Italy. *Geology*, 32(11), 989-992.
- Schroeder, F., Traunspurger, W., Pettersson, K., & Peters, L. (2012). Temporal changes in periphytic meiofauna in lakes of different trophic states. *Journal of Limnology*, 71(1), 23.
- Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métiévier, B., Tisnerat, N., & Bassinot, F. (2000). Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon*, 42(02), 271-280.
- Soulet, G., Ménot, G., Lericolais, G., & Bard, E. (2011). A revised calendar age for the last reconnection of the Black Sea to the global ocean. *Quaternary Science Reviews*, 30(9), 1019-1026.
- Specchiulli, A., D'Adamo, R., Renzi, M., Vignes, F., Fabbrocini, A., Scirocco, T., & Basset, A. (2010). Fluctuations of physicochemical characteristics in sediments and overlying water during an anoxic event: a case study from Lesina lagoon (SE Italy). *Transitional Waters Bulletin*, 3(2), 15-32.

- Spratt, T. (1860). On the Freshwater Deposits of Bessarabia, Moldavia, Wallachia, and Bulgaria. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 16(1-2), 281-292.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2017, CALIB 7.1 – Radiocarbon Calibration, [WWW program] at <http://calib.org>.
- Tătui, F., & Vespremeanu-Stroe, A. (2017). Evolution and Morphodynamics of Danube Delta Shoreface. In *Landform Dynamics and Evolution in Romania* (pp. 607-626). Springer International Publishing.
- Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A., & Rovere, A. (2016). Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews*, 155, 172-197.
- Vespremeanu-Stroe, A., Preoteasa, L., Hanganu, D., Brown, A. G., Bîrzescu, I., Toms, P., & Timar-Gabor, A. (2013). The impact of the Late Holocene coastal changes on the rise and decay of the ancient city of Histria (southern Danube delta). *Quaternary International*, 293, 245-256.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., ... & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 295-305.
- Warwick, R. M., & Gee, J. M. (1984). Community structure of estuarine meiobenthos. *Marine Ecology Progress Series*, 18, 97-111.
- Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., & Chang, H. R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309(5742), 1844-1846.

- Welter-Schultes, F. W. (2012). *European Non-Marine Molluscs, a Guide for Species Identification: Bestimmungsbuch für europäische Land-und Süßwassermollusken*. Planet Poster Editions.
- Wesselingh, F. P., & Alçiçek, H. (2010). A new cardiid bivalve from the Pliocene Baklan Basin (Turkey) and the origin of modern Ponto-Caspian taxa. *Palaeontology*, 53(4), 711-719.
- White N. (2002). *Cerastoderma glaucum*. Lagoon cockle. Marine Life Information Network: *Biology and Sensitivity Key Information Sub-programme [on-line]*. Plymouth: Marine Biological Association of the United Kingdom. [cited 15/08/02]. Disponibile all'indirizzo: <http://www.marlin.ac.uk>.
- Wright, L. D., & Coleman, J. M. (1973). Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean wave and river discharge regimes. *AAPG Bulletin*, 57(2), 370-398.
- Xiong, H., Tan, P. N., & Kumar, V. (2006). Hyperclique pattern discovery. *Data Mining and Knowledge Discovery*, 13(2), 219-242.
- Yakushev, E. V., Pollehne, F., Jost, G., Kuznetsov, I., Schneider, B., & Umlauf, L. (2007). Analysis of the water column oxic/anoxic interface in the Black and Baltic seas with a numerical model. *Marine Chemistry*, 107(3), 388-410.
- Yanko-Hombach, V. V. (2007). Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf. In *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement* (pp. 149-203). Springer Netherlands.
- Yanko-Hombach, V., Gilbert, A. S., & Dolukhanov, P. (2007). Controversy over the great flood hypotheses in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence. *Quaternary International*, 167, 91-113.

- Zatselin, A. G., Ginzburg, A. I., Kostianoy, A. G., Kremenetskiy, V. V., Krivosheya, V. G., Stanichny, S. V., & Poulain, P. M. (2003). Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C8).
- Zhadin, V. I. (1952). *Mollyuski presnykh i solonovatykh vod SSSR*

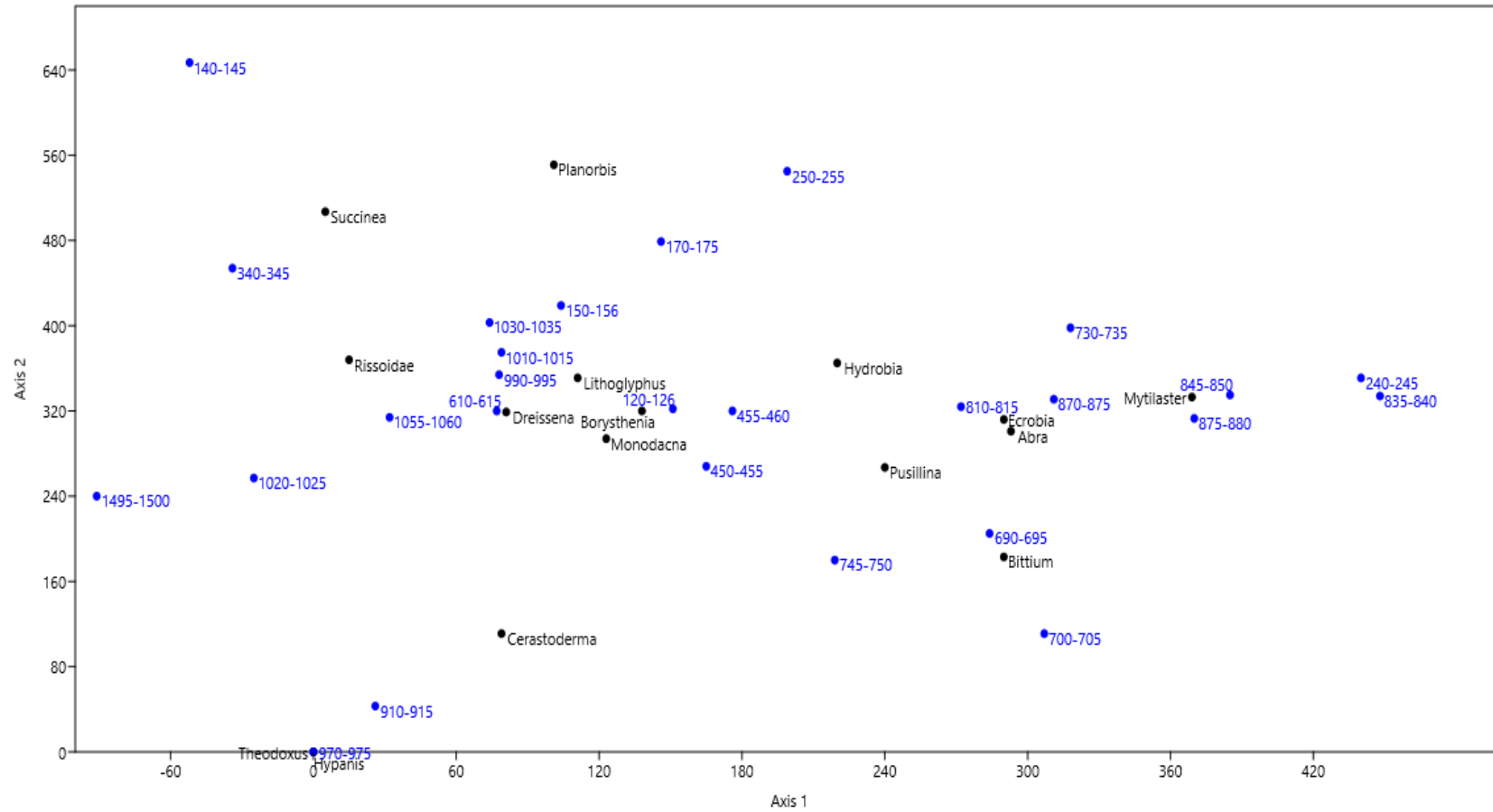
9. Appendice

Appendice 2

SPECIE	A_segmentum	B_naticina	C_glaucum	D_polymorpha	E_ventrosa	H_acuta	L_naticoides	M_pontica	P_planorbis	P_lineolata	T_fluviatilis
PROFONDITA' (cm)											
1085-1090	0	0	0	14	0	0	0	0	0	0	1
1055-1060	0	0	0	20	0	0	0	2	0	0	2
1030-1035	0	0	2	280	3	0	0	0	0	0	11
1020-1025	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	2
1010-1015	1	0	0	61	0	0	0	0	0	0	1
990-995	0	0	0	92	0	4	0	6	0	0	6
970-975	2	0	0	251	0	0	0	4	0	0	0
910-915	0	0	0	12	0	0	0	2	0	0	3
875-880	8	0	8	0	33	0	0	1	0	0	0
870-875	27	0	24	19	90	0	0	0	0	1	1
845-850	12	0	0	0	48	7	0	0	0	2	0
835-840	30	0	11	0	175	0	0	0	0	0	3
810-815	19	0	0	5	32	0	0	1	0	0	0
770-775	2	0	36	0	0	4	0	0	0	3	0
745-750	3	0	0	1	7	23	0	0	0	0	0
730-735	4	0	4	0	10	25	0	0	0	0	0
700-705	0	0	0	0	14	0	0	0	0	1	0
690-695	6	0	51	3	95	3	0	5	0	80	6
610-615	0	5	0	10	0	0	1	1	0	0	0
485-490	0	0	3	0	0	13	0	0	0	0	0
455-460	7	10	0	148	138	11	15	10	0	5	0
450-455	2	0	3	32	6	0	0	3	0	6	0
340-345	0	0	0	172	0	0	3	2	0	0	0

250-255	0	0	0	0	0	30	0	0	2	0	0
240-245	2	0	2	0	41	0	0	0	0	0	0
170-175	0	0	0	11	8	4	0	1	3	0	0
150-156	0	0	1	252	4	6	0	22	0	1	12
140-145	0	0	2	13	0	0	0	0	2	0	2
120-126	2	3	4	26	6	0	2	0	0	2	0

Appendice 3



Appendice 4

Campioni	abbondanza	num specie	% individui	Salinità stimata (media ponderata)
1085-1090	15	2	100,0	1,90
1055-1060	24	3	100,0	2,46
1030-1035	296	4	100,0	2,07
1020-1025	102	2	100,0	1,62
1010-1015	63	3	100,0	1,74
990-995	108	4	100,0	2,71
970-975	265	4	100,0	1,83
910-915	17	3	100,0	3,21
875-880	50	4	98,0	19,78
870-875	161	5	91,0	17,49
845-850	74	4	91,4	19,61
835-840	219	4	95,6	20,20
810-815	128	6	100,0	17,13
785-790	19	3	100,0	20,61
770-775	42	3	93,3	20,55
745-750	34	4	100,0	17,00
730-735	43	4	100,0	17,98
700-705	15	2	93,8	20,63
690-695	169	7	67,9	20,03
610-615	12	3	70,6	1,96
485-490	16	2	100,0	17,84
455-460	349	7	95,6	11,58
450-455	60	6	90,9	8,74
340-345	177	3	98,9	1,56
250-255	32	2	100,0	16,06
240-245	45	3	95,7	21,47
170-175	27	5	100,0	10,13
150-156	297	6	99,0	2,81
140-145	19	4	90,5	4,29
120-126	54	6	91,5	9,61

Appendice 5

	DCA1	Salinità	Regress.	Residual
Campioni				
1085-1090	282	1,9	0,0	1,9
1055-1060	268	2,5	1,1	1,4
1030-1035	224	2,1	4,8	-2,7
1020-1025	282	1,6	0,0	1,6
1010-1015	247	1,7	2,9	-1,2
990-995	240	2,7	3,5	-0,8
970-975	243	1,8	3,2	-1,4
910-915	267	3,2	1,2	2,0
875-880	27	19,8	21,2	-1,4
870-875	53	17,5	19,0	-1,5
845-850	20	19,6	21,8	-2,2
835-840	20	20,2	21,8	-1,6
810-815	83	17,1	16,5	0,6
785-790	30	20,6	20,9	-0,3
770-775	60	20,5	18,4	2,1
745-750	82	17	16,6	0,4
730-735	55	18	18,8	-0,8
700-705	87	20,6	16,2	4,4
690-695	105	20	14,7	5,3
610-615	232	2	4,1	-2,1
485-490	81	17,8	16,7	1,1
455-460	128	11,6	12,8	-1,2
450-455	135	8,7	12,2	-3,5
340-345	281	1,6	0,1	1,5
250-255	123	16,1	13,2	2,9
240-245	0	21,5	23,4	-1,9
170-175	160	10,1	10,1	0,0
150-156	220	2,8	5,1	-2,3
140-145	255	4,3	2,2	2,1
120-126	136	9,6	12,1	-2,5

RMA Regression: DCA1-Salinità

Slope a: -0,083162 Std. error a: 0,0042496

Intercept b: 23,419 Std. error b: 0,55161

95% bootstrapped confidence intervals (N=1999):

Slope a: (-0,089736, -0,074353)

Intercept b: (21,713, 24,759)

Correlation:

r: -0,96275

r²: 0,92688

t: -18,84

p (uncorr.): 1,9317E-17

Permutation p: 0,0001

Appendice 6

Campioni	Salinità (tramite regressione)
1085-1090	0
1055-1060	1
1030-1035	5
1020-1025	0
1010-1015	3
990-995	3
970-975	3
910-915	1
875-880	21
870-875	19
845-850	22
835-840	22
810-815	17
785-790	21
770-775	18
745-750	17
730-735	19
700-705	16
690-695	15
610-615	4
485-490	17
455-460	13
450-455	12
340-345	0
250-255	13
240-245	23
170-175	10
150-156	5
140-145	2
120-126	12

Ringraziamenti

Ringrazio sentitamente il Professor Daniele Scarponi, per il tempo dedicato alla mia Tesi e per le cose che mi ha insegnato; la Professoressa Veronica Rossi, il Dottor Michele Azzarone e tutte le persone che investono la propria intelligenza nel progresso della Scienza.

