



UNIVERSITATEA DIN BUCUREȘTI
FACULTATEA DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
ȘCOALA DOCTORALĂ DE GEOLOGIE



GENEZA ȘI EVOLUȚIA CÂMPURILOR MARINE DIN CADRUL DELTEI DUNĂRII

Rezumatul tezei de doctorat

Coordonator Științific:
Prof. Dr. Ing. Victor MOCANU

Doctorand:
Sabin-Gabriel ROTARU

București
2015

Cuprins

Introducere	3
1 Zona studiată	3
2 Metodologie	6
2.1 Foraje	6
2.2 Georadar.....	7
2.3 Cartarea grindurilor.....	7
2.4 Datarea prin luminiscenta stimulată optic (LSO)	7
3 Stratigrafia câmpurilor marine	8
4 Structura internă a câmpurilor marine	12
5 Clasificarea morfogenetica a câmpurilor marine	14
Tipul 1 – Partea updrift a lobului asimetric influențat de valuri.....	14
Tipul 2 – Capătul celulei litorale poziționate la limita deltă-continent.....	16
Tipul 3 – Zona downdrift de convergență a grindurilor unui lob deltaic în proces de progradare rapidă.....	17
Tipul 4 – Progradarea coastelor din golfuri	18
Tipul 5 – Spituri – barieră progradante asociate gurilor de vărsare.....	19
Tipul 6 – Bariere interdistributare progradante.....	20
6 Tipuri de progradare specifice coastelor deltei Dunării	20
7 Ratele de creștere ale câmpurilor marine si implicații în morfologie	22
7.1 Câmpuri marine extinse (Caraorman, Letea, Sărăturile, Chituc).....	22
7.2 Câmpuri marine mici	28
Concluzii	30
Bibliografie selectivă	32

Introducere

Subiectul acestei teze tratează formarea și dinamica câmpurilor marine din delta Dunării bazându-se pe datări absolute (prin metoda luminiscentei stimulate optic - LSO) ale paleoțărurilor, profile topografice și geofizice (georadar), date sedimentologice, stratigrafice și micropaleontologice înregistrate în urma analizei forajelor. Este stabilit un cadru cronologic detaliat pentru toate câmpurile marine deltaice ce subliniază importanța pe care timpul de formare și ratele de dezvoltare (ca o consecință a aportului sedimentar) ale acestora o au asupra morfologiei rezultante, ce variază inter-sit de la câmpuri de dimensiuni mici (timp de formare < 300 de ani) la câmpuri extinse de forma triunghiulară cvasi-echilaterală (1400 – 3000 de ani) și intra-sit de la seturi de grinduri subparalele cu altitudine mică (rate de progradare 3.5 – 12 m/an) la seturi cu altitudini mari unde configurația originală a fost înlocuită de dune parabolice masive sau dune transgresive (≤ 3.5 m/an).

Studiul propune o clasificare morfogenetică în șase tipuri a câmpurilor marine, în acord cu variația paternurilor de dezvoltare spațială – de la câmpurile marine extinse dezvoltate în partea nordică (*updrift*) a lobilor asimetrici la cele mici ce cuprind sectoarele progradante ale spiturilor gurilor de vărsare – și a tipurilor de progradare întâlnite: i) acreția feței plajei în condiții de vreme bună, ii) alipirea barei proximale, și iii) construirea bermei în timpul furtunilor. Deși ultimul tip de progradare construiește cca. 1.5% din câmpurile marine deltaice, acesta este singurul caz în care crestele vizibile sunt formate de către valuri. Pentru celelalte două, aspectul de creastă este rezultatul proceselor eoliene care creează fie foredune unitare, fie lentile de nisip subțiri (foredune incipiente) cu cațiva centimetri mai înalte decât bermele adiacente.

1 Zona studiată

Câmpurile marine (*beach ridge plains*) din delta Dunării s-au format în asociație cu dezvoltarea lobilor deltaici influențați de valuri (*wave-influenced*) (Fig. 1). Ca o caracteristică generală a lobilor deltaici dezvoltați într-un regim energetic costier unimodal, asimetria faciesului și a morfologiei în raport cu gura de vărsare a brațului iese în evidență ca un cuplu format dintr-un câmp marin în partea nordică – de *updrift* (contrar sensului transportului sedimentelor în lungul țărmului) și o câmpie mlăștinoasă cu bariere (*barrier-marsh plain*) în partea sudică – de *downdrift* (în sensul transportului sedimentelor în lungul țărmului).

Evoluția și transformările în dezvoltarea câmpurilor marine sunt în principal controlate de aportul sedimentar, variabilitatea climatică, oscilațiile nivelului mării și evenimentele catastrofice.

Geologia zonei și topografia asociată (spațiul de acomodare) sunt de asemenea importante în determinarea caracteristicilor câmpurilor marine și a conservării acestora pe termen lung. Astfel, regiunea deltei Dunării se suprapune peste trei unități geotectonice principale: i) Platforma Scitică (Depresiunea Pre-Dobrogeană), care este fundamentul sistemului deltaic dezvoltat la nord de falia Sf. Gheorghe (această falie urmărește îndeaproape brațul Sf. Gheorghe); ii) Orogenul Nord Dobrogean (bazinul sedimentar faliat al Babadagului compus din calcare Cretacice), care este delimitat la nord de falia Sf. Gheorghe și la sud de falia crustală Peceneaga-Camena, zonă ocupată la suprafață, în principal, de un sistem lacustru masiv (Razelm, Golovița, Zmeica, Sinoe Nord), care a format o parte distinctă a deltei Dunării în ceea ce privește tectonica, hidrografia și morfologia și iii) Dobrogea Centrală, extinsă între falia crustală Peceneaga-Camena (N) și falia Capidava-Ovidiu (S) a cărei configurație tectonică a influențat dispunerea spațială a câmpurilor marine (ex. Saele, Chituc) și a lacurilor vecine din partea sudică a deltei Dunării. (Săndulescu, 1984; Mutihac, 1990).



Figura 1. Zona de studiu – Delta Dunării cu lobi săi: Sfântu Gheorghe Vechi (SG1), Sulina (S), Dunăvăț (D), Sfântu Gheorghe actual (SG2), Chilia (C), numerele exprimă succesiunea lor cronologică (modificat după Panin, 1983 și Vespremeanu-Stroe și alții, 2013). Transportul sedimentelor în lungul coastei actuale (valori din Vespremeanu-Stroe, 2004 și Dan și alții, 2007)

Climatul valurilor din prezent de-a lungul coastei deltei Dunării este de energie medie cu o înălțime semnificativă a valurilor din *offshore* (din largul mării) de 1.43 m, ce urcă până la 3 – 4/ 4 – 7 m în timpul furtunilor normale/severe, în timp ce înălțimea maximă atinge 7 m în timpul furtunilor extreme; perioada medie a valurilor *offshore* este de 5.5 s reflectând *fetch*-ul mic și mediu (< 250 km) specifice vânturilor prevalente nordice și estice (Vespremeanu – Stroe, 2007). Valurile ating țărmlul oblic (ex. unghiul mediu format între linia țărmlului și creasta valului este de 0 - 60°) generând curenți puternici de-a lungul țărmlului, care în majoritatea sectoarelor transportă $0.65 - 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ de sedimente (Vespremeanu-Stroe, 2004; Dan și alții, 2009) (Fig. 1). Pe o coastă orientată estimativ N-S, în condiții ideale, transportul net al sedimentelor în lungul țărmlului (*longshore sediment transport – LST*) atinge valori maxime de $0.9 - 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$, rezultate în urma unui transport către sud de trei ori mai mare decât cel în direcția opusă (Vespremeanu-Stroe, 2004).

Nivelul mării s-a menținut relativ constant pe parcursul evoluției câmpurilor marine din delta Dunării (Giosan și alții, 2006); totuși un semnal relativ diferit vine dinspre delta sudică, unde s-a raportat cea mai mare rată de subsidență și activitate seismică din zona coastei românești (Polonic și alții, 1999). Aici, proxiurile nivelului mării investigate (ex. contactul dintre faciesul marin și cel eolian, obiecte arheologice) indică o ușoară creștere a nivelului mării de 1.5 – 2 m pe parcursul ultimilor 5000 de ani și de cca. 0.5 – 1 m în timpul ultimilor 3000 de ani (Vespremeanu-Stroe și alții, 2013; Fig. 2). Nivelul Mării Negre este înregistrat la Sulina din 1858. Analiza datelor indică o creștere a nivelului mării de 38 cm cu o rată medie de 2.5 mm/an (Vespremeanu și alții, 2004); pe de altă parte, oscilațiile eustatice au fost mai mici dacă se ia în considerare subsidența deltaică locală care măsoară în jur de 1.5 – 1.8 mm/an (Panin, 1999). Marea Neagră are un regim micromareic cu amplitudine maximă a mării de 0.12 m (Bondar și Panin, 2001), care are o influență ne semnificativă.

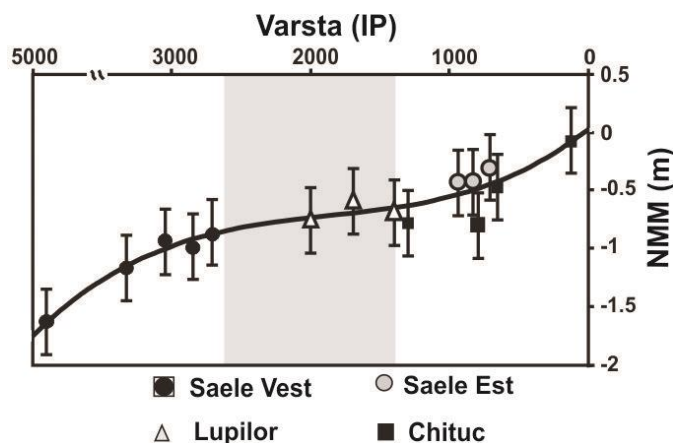


Figura 2. Curba nivelului Mării Negre pentru ultimii 5 ka, derivată pentru delta Dunării sudică bazată pe vârsta și altitudinea interfaței depozitelor eoliene/marine din cadrul câmpurilor marine relativ stabile (Vespremeanu-Stroe și alții, 2013)

2 Metodologie

2.1 Foraje

Stratigrafia a fost observată în cadrul a două carote de 9 m adâncime, obținute utilizând un carotier cu percuție Cobra TT cu capetele carotelor de diametru între 5 și 8 cm în partea *downdrift* a lobului Sf. Gheorghe, în măturile intercalate campurilor marine asociate sectoarelor progradante ale barierelor (Fig. 3). Faciesurile depozitionale au fost caracterizate prin granulometrie, compoziție mineralogică principală, culoare și conținut faunistic (foraminifere și ostracode). Microfauna a fost indentificată în sala de preparație a Laboratorului de Paleontologie din cadrul Facultății de Geologie și Geofizică, Universitatea din București, conform indicațiilor din studiul lui Boomer (2003). Un număr de 20 de probe pentru investigații micropaleontologice (10 pentru fiecare carotă), fiecare având 5 cm³, au fost sitate sub duș de apă cu o sită de 100 μm, apoi uscate natural în vase de aluminiu, pentru a nu afecta cochiliile fragile ale ostracodelor de apă dulce. Ostracodele au fost analizate semi-cantitativ iar interpretările faciesurilor asociate au fost bazate pe interpretările studiului lui Frenzel și Boomer (2005) și Caraion (1967).

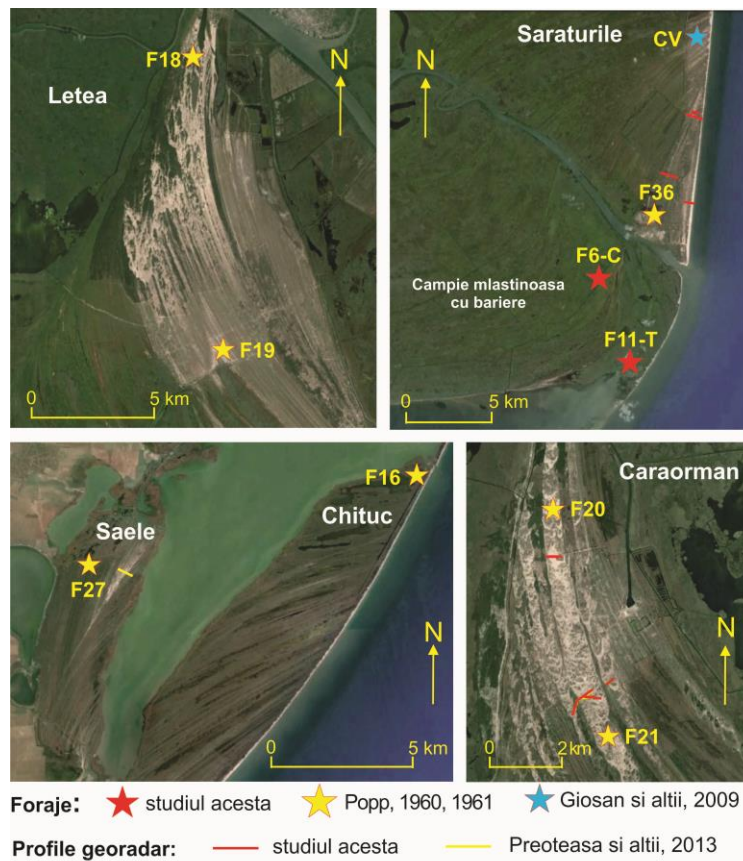


Figura 3. Locațiile forajelor și profilelor cu georadarul

2.2 Georadar

Pentru investigațiile structurii interne ale câmpurilor marine au fost realizate 10 profile pe Caraorman (4) și Sărăturile (6) utilizând georadarul GSSI cuplat cu antene de 200 și 400 MHz din cadrul Centrului de Tectonică și Geologie ambientală al Facultății de Geologie și Geofizică, București. Transectele au fost făcute în principal în zonele cele mai interesante din punct de vedere sedimentologic și geomorfologic, fiind localizate pe cele mai înalte grinduri ale celor două câmpuri (Fig. 3). Datele de pe urma unui total de 2100 m de profile GPR au fost colectate perpendicular pe direcția grindurilor atât cu o roată de scanare cât și cu un D-GPS (sistem de poziționare geografică diferențial) RTK (cinematică în timp real) Leica VIVA GSO8Plus pentru a geo-localiza și înregistra suprafața topografică, oferind acuratețe la centimetru în trei dimensiuni.

2.3 Cartarea grindurilor

Pentru a identifica și cuantifica toate grindurile vizibile au fost folosite ortofotoplanuri din 2005 și 2010, cu o rezoluție spațială de 0.5 m. Pentru cele mai puțin vizibile au fost folosite date de LIDAR (scanări din 2007, 0.05 rezoluție verticală și 0.2 m rezoluție spațială) valabile online doar pentru vizualizare (<http://82.77.197.98/GeoExt/examples/appt2n>; aparținând Institutului Național al Deltei Dunării pentru Cercetare și Dezvoltare) și un model numeric al terenului ASTER (cu o rezoluție spațială de 30 m). Ortofotoplanurile au fost digitizate pentru un total de 23 de câmpuri marine utilizând programul ArcGis 10.1.

2.4 Datarea prin luminiscentă stimulată optic (LSO)

Datarea prin luminiscentă stimulată optic s-a bazat pe granulele de cuarț conținute în probele colectate din grinduri. Un număr de 19 probe au fost prelevate din șase câmpuri marine din locații ce au indicat schimbări în morfologia, morfometria, și sedimentologia grindurilor (Fig. 4). Acestea au fost recuperate în tuburi din PVC (30 cm lungime și 6 cm diametru) din șanțuri la adâncimi mai mari de 1 m asigurându-se că probele au fost luate de sub interfața sediment eolian/marin. Toate pozițiile probelor de LSO au fost referențiate în raport cu nivelul mediu al mării cu un DGPS (sistem de poziționare geografică diferențial) Leica VIVA GS08Plus RTK. Probele de nisip au fost procesate în cadrul Laboratorului de Luminiscentă Stimulată Optic al Institutului de Cercetări Experimentale Interdisciplinare în Bio-Nano-Științe (Cluj-Napoca) prin aplicarea protocolului RSA (Murray și Wintle, 2000; 2003) granulelor de cuarț de dimensiunea nisipului.

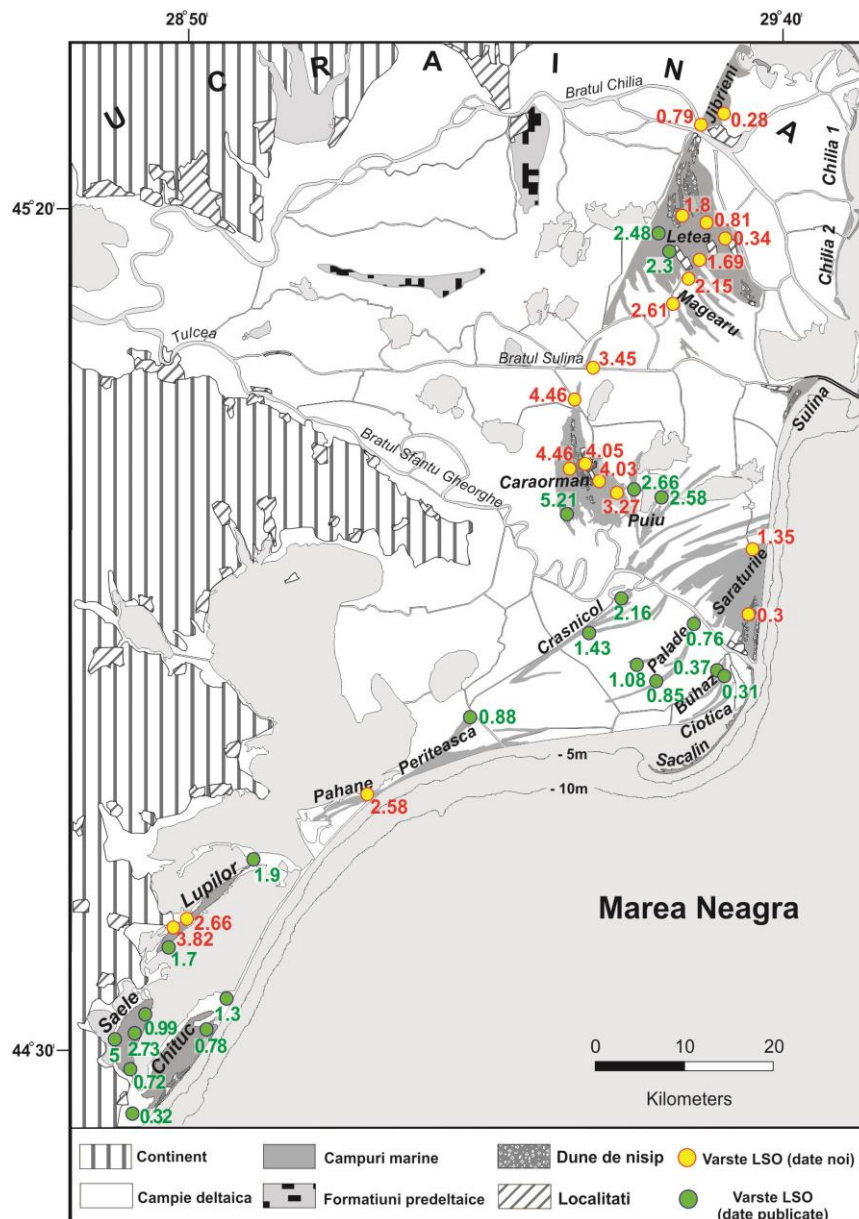


Figura 4. Harta geomorfologică a deltei Dunării cu locațiile probelor LSO

3 Stratigrafia câmpurilor marine

Stratigrafia câmpurilor marine (*beach ridge plains*) prezintă asociații de faciesuri specifice părții *updrift* a unui lob deltaic asimetric cu secvențe nisipoase de grosimi mari formate din depozite de fața plajei (*foreshore*) și terasa țărmlului (*shoreface*), în contrast cu partea *downdrift* corespondentă a câmpurilor mlăștinoase cu bariere (*barrier-marsh plain*), care abundă în argile și silturi fluviale alături de nisipurile bării gurii de vărsare și ale barierelelor încorporate (Bathacharrya și Giosan, 2003; Preoteasa et al, 2015).

Forajele adânci și carotele din studiile anterioare (Popp, 1960; 1961; Giosan et al., 2009; (Fig. 3) făcute în depozitele câmpurilor marine indică o tendință de creștere a granulometriei din bază în top (*coarsening upwards sequence*) a succesiunii sedimentare ce conține nisipuri foarte fine și fine cu laminații siltice aparținând feței plajei inferioare – *lower shoreface* (unitatea superioară a frontului deltaic), acoperite de nisipuri medii masive cuarțoase, gălbui ale feței plajei superioare – *upper shoreface/foreshore* în Caraorman și Letea, și de nisipuri cochilifere gri, bogate în feldspați și mică, în Sărăturile (Fig. 5). Conținutul macrofaunal este reprezentat de specii marine ca bivalvele *Modiolus sp*, *Cardium edule*, gastropode ca *Bittium reticulatum*, precum și de specii salmastre dintre care predomină *Venus gallina* și *Gastrana fragilis*. Această secvență sedimentară este acoperită de nisipurile fine, bine sortate, ale depozitelor dunicole, de până la 1 m în Saele și Chituc, 3-5 m în Sărăturile și 10-14 m în Caraorman și Letea.

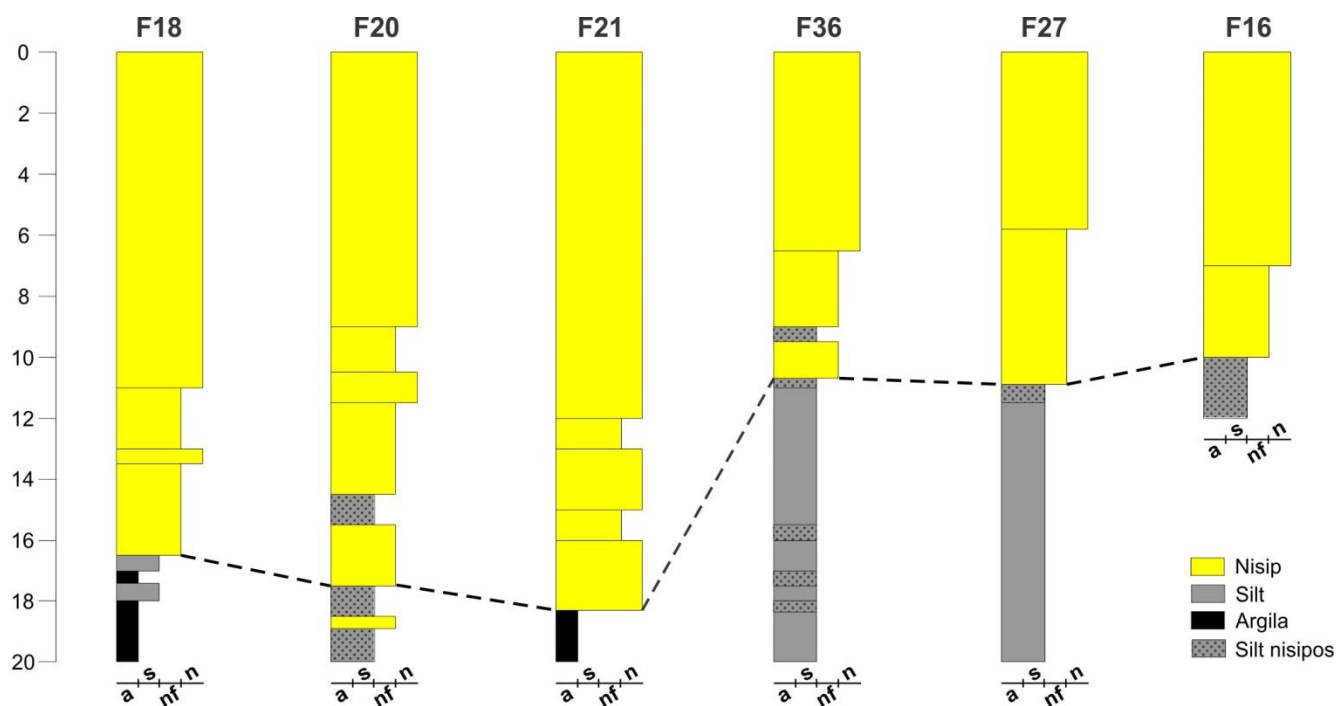


Figura 5. Stratigrafia câmpurilor marine: Letea (F18), Caraorman (F20, F21), Sărăturile (F36), Saele (F27) și Chituc (F16) (dupa Popp, 1960,1961). Linia neagră marchează baza nisipurilor fronturilor deltaice. A se remarca diferența de adâncime a bazei nisipurilor dintre: Caraorman și Letea pe de o parte și Sărăturile și Saele-Chituc de cealaltă parte. Poziția forajelor este afișată în Figura 3

Grosimea depozitelor nisipoase diferă de la un câmp la altul în cazul câmpurilor marine extinse, având valori cuprinse între 18 – 19 m în Letea și Caraorman și între 10 – 14 m în Sărăturile (Fig. 5). Acest fapt se datorează adâncimii variabile a spațiului de acomodare disponibil pe care câmpurile marine menționate avansează către mare: nisipurile de fața plajei (*foreshore*) și terasa țărmului (*shoreface*) ale câmpurilor Sărăturile și Chituc se suprapun peste silturile frontului deltaic și

argilele prodeltei lobilor Sulina și Dunavaț la adâncimi între 12 – 15 și respectiv 10 m. La rândul lor, loburile Sf. Gheorghe I și Sulina împreună cu câmpurile adiacente (Caraorman și Letea) acoperă la adâncimi mult mai mari de 20-40 m morfologia pre-holocenă (Giosan și alții 2009).

Diferențe și mai evidente în materie de componență a faciesurilor sedimentare există între câmpurile marine din *updrift* și câmpurile mlăștinoase cu bariere din *downdrift*, fapt revelat de carotele recuperate din arealele inter-grind ale zonei de *downdrift* a lobului modern Sf. Gheorghe. Partea inferioară a succesiunii (7-9 m) este compusă din silturi cu laminații subțiri de nisip foarte fin și argile (Fig. 6) conținând o microfaună preponderent marină cu specii de ostracode precum *Leptocythere sp* și *Xestoleberis sp* indicând un mediu de fața plajei inferioară (*lower shoreface*) (Fig. 7). Acestui facies îi sunt suprapuse nisipuri cu silturi interstratificate cu o ostracofaună salmastră cu specii precum *Cyprideis torosa* și *Heterocythereis sp* sugerând un mediu de fața plajei superioare (*upper shoreface*) (Preoteasa și alții, 2015). Această secvență de 5-6 m de sediment ale frontului deltaic este acoperită de depozite siltoase și turboase cu o microfaună dulcicolă specifică câmpiei deltaice drenată de ape dulci continentale, cu ostracode precum *Darwinula stevensoni*, *Candona neglecta* și *Cypria sp* (Fig. 7).

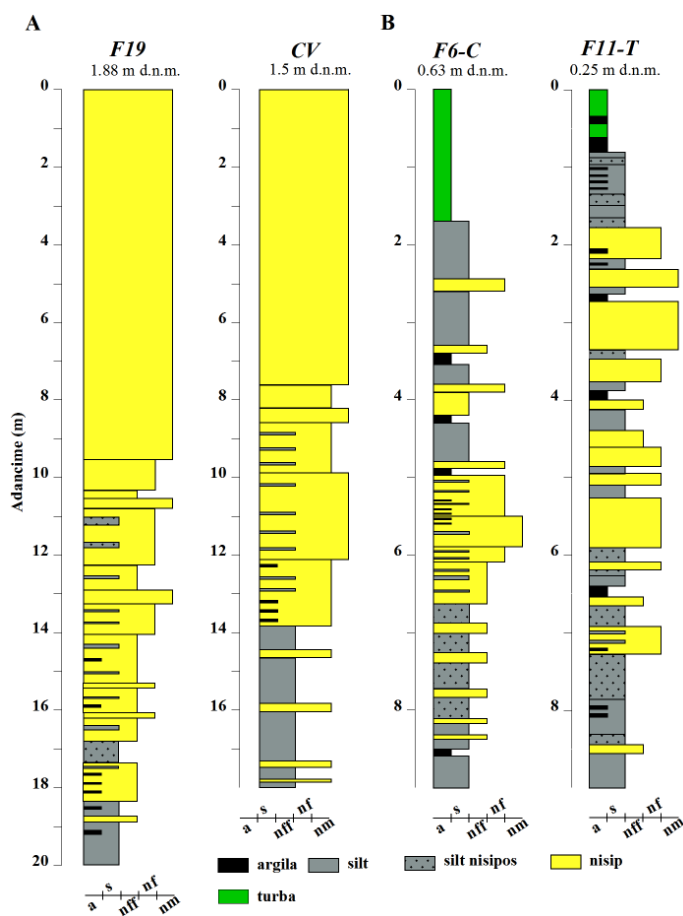


Figura 6. Stratigrafia câmpurilor: A) câmp marin (*beach ridge plain*) specific părții *updrift* a lobului deltaic (F19, după Popp, 1961; CV, după Giosan și alții, 2009) și B) câmpie mlăștinoasă cu bariere (*barrier-marsh plain*) specifică părții *downdrift* a lobului (F6-C, F11-T). Poziția forajelor este afișată în Figura 3

Câmpia mlăștinoasă cu bariere din partea *downdrift* a lobului prezintă o secvență predominant fină și eterogenă în comparație cu nisipurile masive ce formează câmpurile marine din *updrift*. Aceasta se poate datora influenței majore a fluxului sedimentar fluvial care variază atât în magnitudine, cât și în textură, în relație cu regimul inundațiilor și variabilității climatice, și în ultimă instanță se datorează formării ciclice a insulelor barieră nisipoase și a spiturilor ce acționează ca o capcană de sedimente fine prinse în arealul din spatele lor. Mai mult, o influență fluvială puternică în formarea câmpurilor mlăștinoase cu bariere conduce la sedimentarea silturilor și argilelor sub formă de laminații interstratificate în nisipurile frontului deltaic în urma aportului fluvial ridicat de sedimente fine din timpul inundațiilor Dunării, proces care împiedică sortarea eficientă de către valuri a nisipurilor feței plajei superioare. Acesta nu este cazul părții *updrift* (câmpurile marine) unde aportul fluvial al sedimentelor este minimal și expunerea coastei la valurile dominante favorizează o sortare eficientă a sedimentelor, de aici rezultând o secvență stratigrafică mai nisipoasă și uniformă.

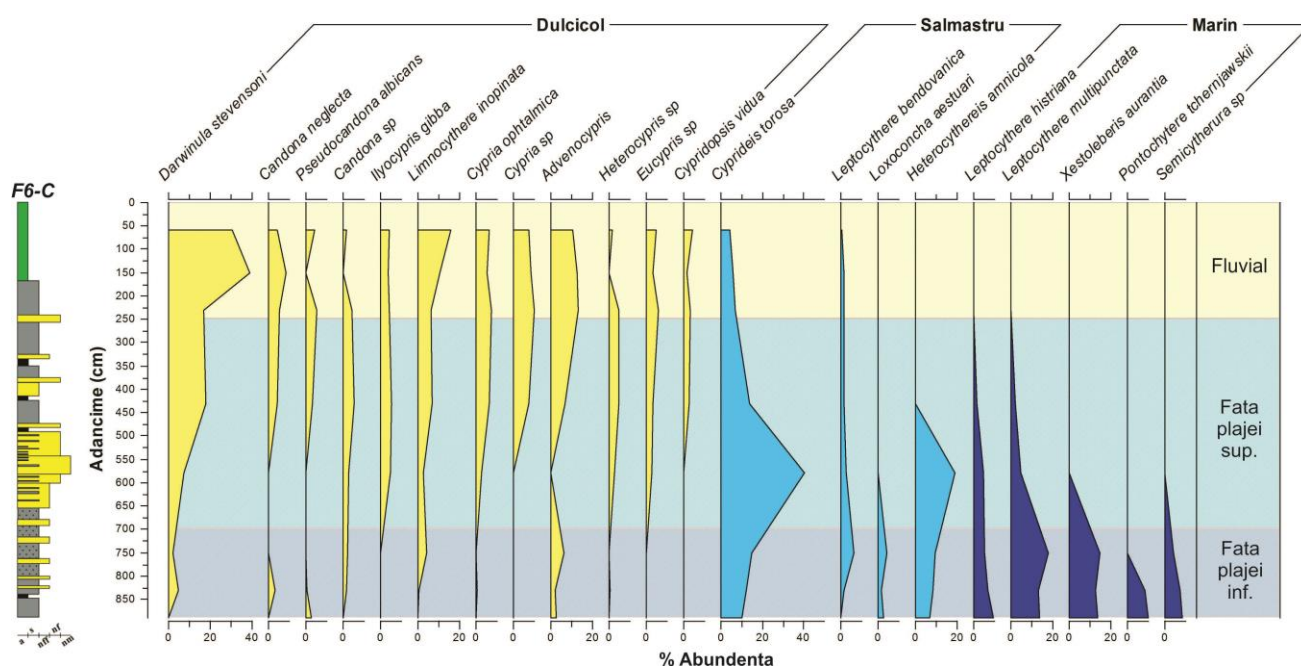


Figura 7. Ostragrama forajului F6-C din partea *downdrift* a lobului Sf. Gheorghe actual. Locația forajului este afisată în Figura 3

4 Structura internă a câmpurilor marine

Arhitectura internă evidențiază două paternuri de sedimentare diferite care au fost descrise în acord cu interpretările altor studii ce au utilizat georadarul (Neal, 2004, Billy și alții, 2014, Hein și alții, 2013). Unitățile identificate sunt prezente de-a lungul tuturor transectelor și conțin structuri aproximativ similare atât pe Caraorman, cât și pe Sărăturile (Fig. 3).

Unitatea bazală conține reflexii cu configurație oblică (sigmoidală), moderat continue, ce înclină către mare. Unghiurile la care înclină reflexiile sunt cuprinse între 1.5° și 3° , cu o medie de 2.2° , în vreme ce grosimea medie a unității variază între 1.5 m, în Sărăturile, și 2 m, în Caraorman. Lungimea medie a reflectorilor este de 35 m pe Sărăturile (Fig. 8) și 45 m pe Caraorman. Diferențe în arhitectură, de-a lungul unității, sunt evidențiate în profilele de pe Caraorman, unde partea superioară, de cca. 1 m, a reflectorilor prezintă o structură complexă cu geometrii ale pantelor diferite, variind de la concav la convex și uneori neted, și unghiuri de înclinare mai abrupte deasupra punctului de inflexiune: 3.8° cu unghiul maxim al înclinării de 6.4° și cel minim de 2.4° . Au fost întâlniți și reflectori orizontali sau înclinând ușor către continent. Sub punctul de inflexiune, reflectorii oblici trec la o pantă convexă și uneori sunt încălecați (*onlapped*) de alți reflectori ce înclină către mare. Limitele acestei unități sunt neidentificabile datorită perturbării semnalului; cea din top este mascată de multiple concordante, în vreme ce limita bazală nu este detectabilă întrucât reflexiile ce înclină către mare se atenuază devenind discontinue, cu amplitudine mică, sugerând intruziunea apei sărate ca factor disturbator. Această unitate este interpretată ca fiind un depozit de *foreshore* cuprinzând sectorul dintre berma și bara proximală, cu partea superioară de 1 m din secțiunea Caraormanului reprezentând un facies tipic de fața plajei cu pante abrupte către mare (3.8°), indicând un patern de plajă progradantă intermediară (2.2°). Aceasta este în acord cu profilul plajei actuale de pe coasta câmpului Sărăturile cu pante medii ale feței plajei cuprinse între 3° - 7° , înălțimi de ~ 1.5 m, și o lungime a pantei dintre linia apei și șanțul proximal (*proximal nearshore trough*) de cca. 35 m (Vespremeanu-Stroe, 2007). Reflexiile care încăleacă reflexii similare cu înclinare către mare sunt interpretate ca fiind depozite acreționare de fața plajei asemenea barelor proximale care migrează către țărm, și care sugerează un patern constructiv prin alipirea barei la fața plajei. De-a lungul tuturor profilelor, reflectorii *foreshore*-ului prezintă pe întreaga adâncime orizonturi discontinue de reflexii de mare amplitudine care pot fi atribuite depozitelor de furtună cu minerale grele (Buynevich, 2007).

Unitatea din top relevă reflexii moderat continue, orizontale, subparalele până la ondulate, care au fost interpretate ca fiind facies eolian. De-a lungul unei grosimi constante de 1 m pe Caraorman, sub

nivelul freaticului, reflexiile eoliene sunt obturate de multiple, iar deasupra freaticului, reflectorii rari ai dunelor pot fi reperați doar sub dunele cele mai înalte.

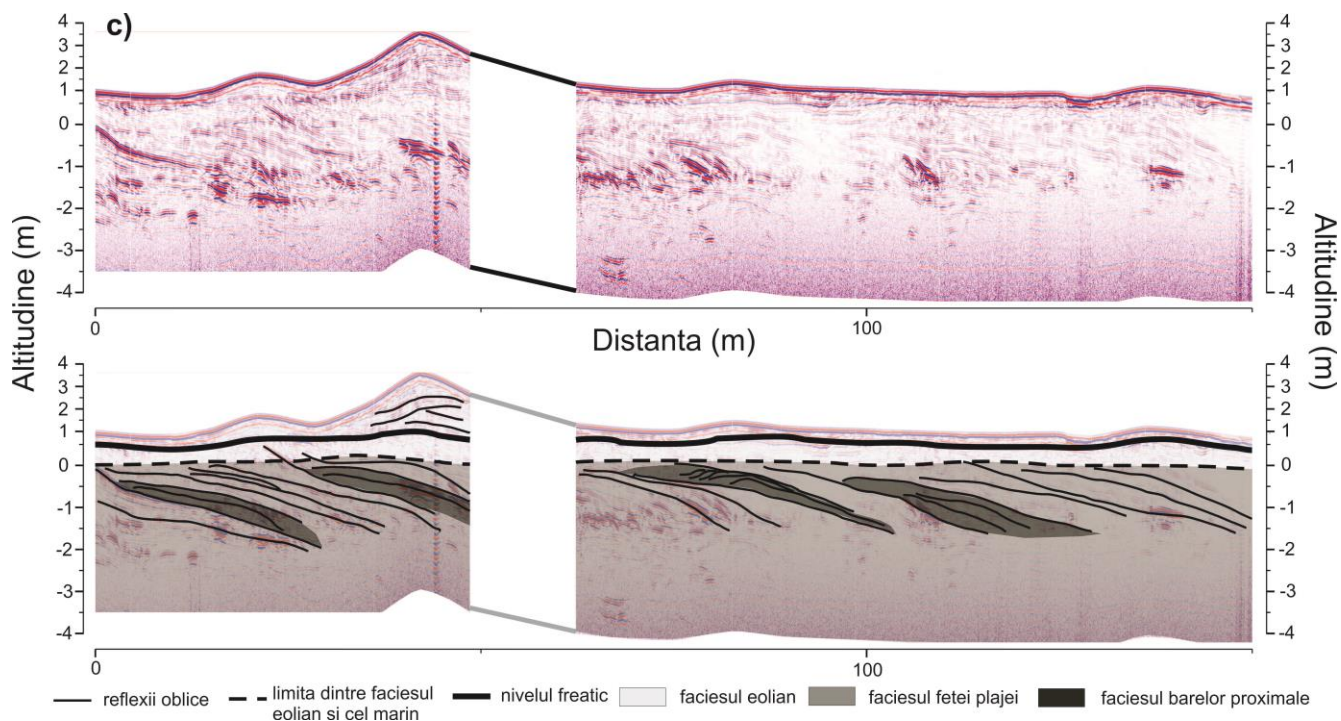


Figura 8. Structura internă a câmpurilor marin Sărăturile relevată de profilele cu georadarul. Locațiile transectelor sunt afișate în Figura 3

Rarele reflexii cu ușoară înclinare către continent ale depozitelor conurilor de rever (*washover fan*), împreună cu pantele convexe ale fețelor de plajă cu bare proximale încălecate (*onlapped*), relevă procese constructive ce controlează plaja cu paternuri de sedimentare progradatională și agradațională. În schimb, prezența depozitelor cu minerale grele și a fețelor de plajă concave (sau netede) cu unghiuri de înclinare mai mici, indică prezența proceselor destructive ca având o mică pondere în influențarea morfologiei plajei, deși fără suprafețe erozionale vizibile. Aceasta poate sugera că progradarea s-a produs în condiții de vreme bună, favorizată de un aport sedimentar semnificativ și de caracteristicile plajei precum panta scăzută și prezența barelor submerse care acționează ca un factor restrictiv asupra impactului furtunilor pe plaja, indiferent de gradul de intensitate al furtunilor. Ampretele furtunilor sunt rare fără ca suprafețe erozionale extinse să fie vizibile pe fața plajei. Acest echilibru aparent a favorizat instalarea condițiilor stabile care au înlesnit agradarea foredunelor pe Caraorman și Sărăturile.

5 Clasificarea morfogenetica a câmpurilor marine

Deltele pot crea configurații complexe unde stratigrafiile distincte (nisipuri marine/eoliene versus silturi și argile fluviatile) și morfologiile (influențate de fluviu versus – de valuri) sau procesele concurente (progradare versus eroziune) coexistă.

Acesta este cazul deltei Dunării, unde diferite paternuri spațiale de progradare active în ultimele 6 milenii au creat multiple tipuri morfogenetice de câmpuri marine construite în:

- i) partea de *updrift* a lobilor asimetrici influențați de valuri (*wave-influenced*);
- ii) capătul celulei litorale poziționată la limita deltă-continent;
- iii) zona *downdrift* de convergență a grindurilor unui lob deltaic în proces de progradare rapidă;
- iv) progradarea coastelor din golfuri;
- v) spituri barieră progradante asociate gurilor de vărsare;
- vi) progradarea barierelor interdistributare (Fig. 9).

Primele trei tipuri morfogenetice urmează un patern progradațional rotațional – contrar acelor de ceasornic pentru primele două și în sensul acelor de ceasornic pentru al treilea – care rezultă în morfologii triangulare cu diferite grade de echilateralitate. Ultimele trei tipuri morfogenetice (4 și 5) au un patern de progradare subparalel cu un aspect de arc de cerc. Fiecare dintre cele șase tipuri morfogenetice sunt discutate mai jos.

Tipul 1 – Partea *updrift* a lobului asimetric influențat de valuri

Partea *updrift* este compusă în mod normal din câmpuri marine distincte atunci când aportul sedimentar fluvial este într-atât de puternic încât să obstrucționeze curenții din lungul țărmului (*longshore currents*) și să impună acumularea (Dominguez, 1996). Acest efect hidraulic de dig (*hydraulic groin effect*), exercitat de extinderea curenților fluviali în mare (pana fluviului), poate acționa independent de sedimentele în suspensie din pană (Komar, 1973; Dodet și alții, 2013), dar o concentrație ridicată a sedimentelor fluviale rezultă într-o spargere mai eficientă a valurilor și a disipării energiei la contactul cu pana, datorită contrastului dintre densitățile celor două mase de apă (Rodriguez și alții, 2000). Atunci când barele extinse ale gurilor de vărsare dezvoltă protuberanțe în larg (*offshore*), acestea restricționează traversarea sedimentelor de-a lungul coastei rezultând într-un efect morfologic asemănător efectelor unui dig în calea apelor (Giosan, 2007).

Delta Dunării cuprinde patru câmpuri marine ce corespund părților de *updrift* ale lobilor asimetrici influențați de valuri, dezvoltați în legătură cu cele trei brațe principale: Sf. Gheorghe

(Caraorman și Sărăturile), Sulina (Letea) și Chilia (Jibrieni) a căror suprafață totală (363 km²) formează aproape două treimi din totalitatea câmpurilor marine ale deltei Dunării.

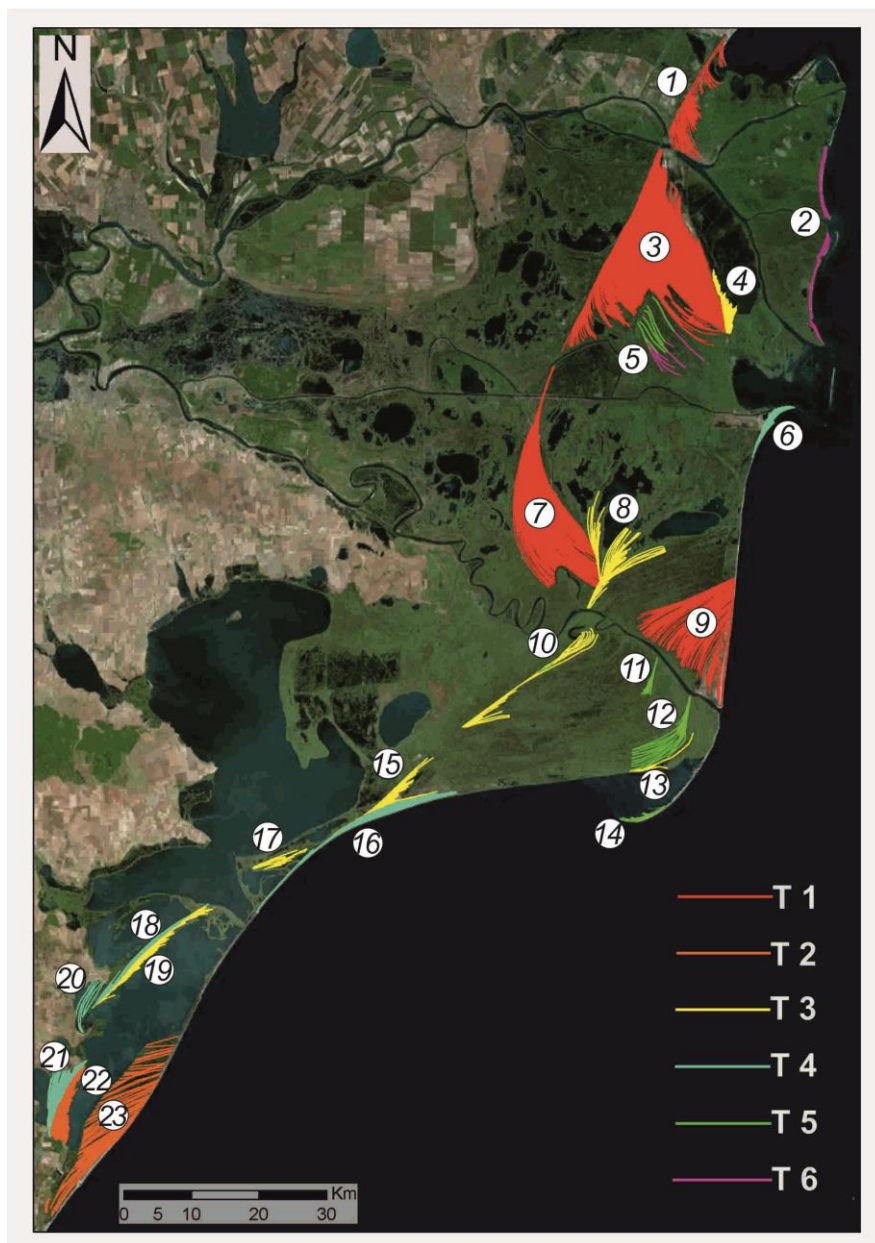


Figura 9: Clasificarea morfogenetică a fiecărui câmp marin (*beach ridge plain*): T1 - Partea de *updrift* a lobilor asimetrici influențați de valuri (*wave-influenced*); T2 - Capătul celulei litorale poziționate la limita deltă-continent; T3 - Zona *downdrift* de convergență a grindurilor unui lob deltaic în proces de progradare rapidă; T4 - Progradarea coastelor din golfuri, T5 - Spituri barieră progradante asociate gurilor de vărsare; T6 - Progradarea barierelor interdistributare. Numerele din cercuri indică poziția câmpurilor marine, de la Nord la Sud: 1 – Jibrieni; 2 – Chilia; 3 – Letea; 4 – Cardon; 5 – Magearu; 6 – Sulina; 7 – Caraorman; 8 – Puiu; 9 – Sărăturile; 10 – Crasnicol; 11 – Palade; 12- Buhaz; 13 – Ciotica; 14 – Sacalin Sud; 15 – Periteașca Vechi; 16 – Periteașca Nou; 17 – Pahane; 18 – Lupilor Vest; 19 – Lupilor Est; 20 – Sinoe; 21 – Saele Vest; 22 – Saele Est; 23 – Chituc

Trei dintre ele – Caraorman (minimum 5.3 – 3.2 ka), Letea (3.4 – 0.3 ka) și Sărăturile (1.4 – prezent) – sunt cele mai extinse câmpuri marine din delta Dunării cu arii cuprinse între 74 – 150 km² fiind alimentate pe parcursul a perioade îndelungate de timp (între 1400 și mai mult de 3000 de ani) (Fig. 10) de către puternicul curent litoral nord-sud. Aspectul lor triangular prezintă o regularitate ridicată, cu valori ale $Ei < 0.3$ care indică cvasi-echilateralitatea lor. Chiar dacă cele trei mari câmpuri marine s-au extins peste intervale de timp și poziții spațiale diferite, ele au urmat un patern evolutiv comun care a determinat rate medii de construcție similare (rate de creștere a suprafeței) de 4 – 6 km² / 100 ani și o morfometrie relativ asemănătoare. Totuși, evoluția fiecăruia a fost punctată de etape de progradare mai mult sau mai puțin rapidă, rezultând în seturi de grinduri distincte, dependente în principal de distanța până la gura de vărsare a brațului *downdrift*, orientarea țărmului și segmentarea celulei litorale (și a coastei *updrift*).

Diferențele în morfologie sunt și mai accentuate pe Caraorman și Letea unde câmpurile dunicole și sectoarele de grinduri joase coexistă, în timp ce Sărăturile are o elevație relativ uniformă. Primele două s-au dezvoltat în partea *updrift* a distributarului care a transportat cea mai mare parte a apelor și sedimentelor Dunării la momentul respectiv, formând delte secundare masive cu procese morfodinamice costiere și fluviale intense, care au influențat ritmul progradării în zona *updrift*. În opoziție, Sărăturile s-a format *updrift* de gura de vărsare a brațului Sf. Gheorghe într-o perioadă (1.5 ka – prezent) când debitul său era mai mic decât o treime din cel al Dunării, în vreme ce avansarea sa către mare în timpul acestui interval lung a fost relativ constantă cu o rată de 10 m/an (Preoteasa și alții, 2015).

Cel mai tânăr câmp aparținând tipului morfogenetic 1, Jibrieni (0.8 – prezent), s-a format la nord de brațul Chilia și a fost alimentat de nisipuri cuarțifere alohtone (non-Danubiene) transportate de driftul litoral din afara deltei, în mod aemanator cu Caraorman și Letea.

Tipul 2 – Capătul celulei litorale poziționate la limita deltă-continent

Configurația accidentată a continentului favorizează de obicei captarea sedimentelor în locuri ce corespund capătului unei celule litorale. Chituc și Saele Est (1.4 ka – prezent) sunt câmpuri marine gemene construite prin bararea *LST*-ului (*Longshore sediment transport* - transportul sedimentelor în lungul țărmului) impusă de configurația continentului în extremitatea sudică a deltei. Timpul de formare relativ îndelungat (1400 ani; Fig. 10) a susținut un patern de progradare rotațional (în sens opus acelor de ceasornic) care a rezultat într-o formă echilaterală moderată ($Ei = 0.52$). Cu toate acestea, topografia actuală este mult diferită față de cea originală datorită subsidenței active a părții centrale care s-a transformat recent într-o lagună/lac tectonic (Lacul Sinoe, mai tânăr de 0.7 ka), care a

împărțit un câmp inițial unitar în două unități: Saele Est și Chituc (Vespremeanu-Stroe și alții, 2013). Partea nordică a Chitului este de asemenea afectată de subsidență.

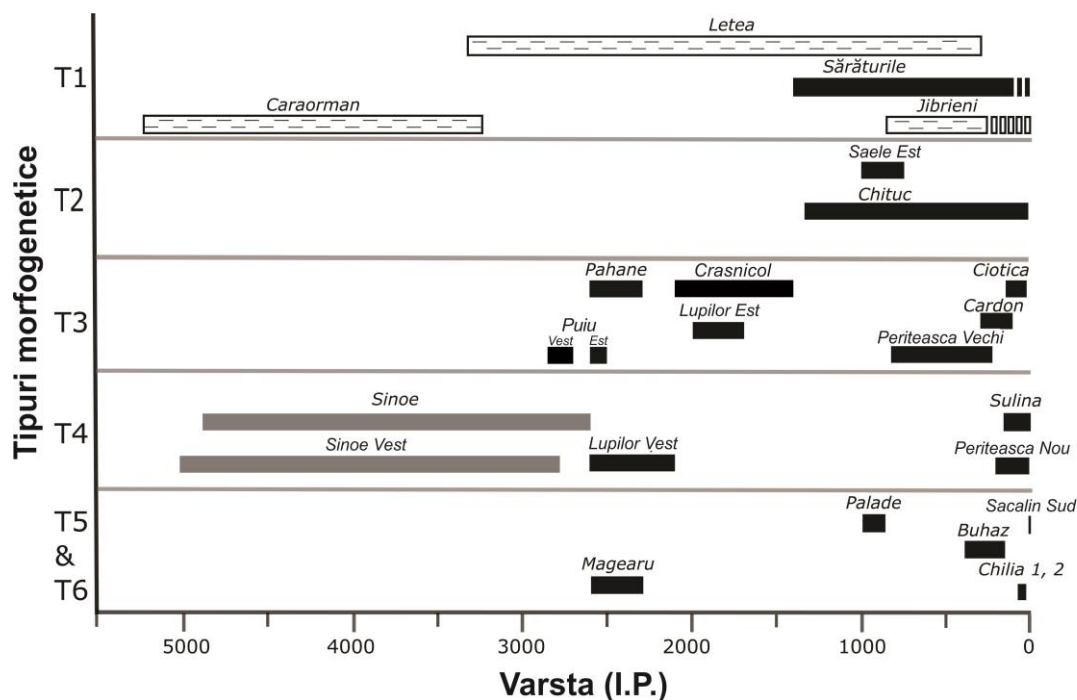


Figura 10. Planșa morfo-cronologică a câmpurilor marine din delta Dunării. Umplutura formelor rectangulare ce reprezintă câmpurile marine indică proveniența sedimentelor ce le formează: alb cu linii întrerupte – sedimente alohtone transportate de curenții din lungul țărmului, negru – sedimente danubiene, gri – sedimente locale (non-danubiene)

Tipul 3 – Zona downdrift de convergență a grindurilor unui lob deltaic în proces de progradare rapidă

Partea vestică a deltei (numită „deltă fluvială” de la Antipa, 1914) prezintă o morfologie dominată fluviatil. În opoziție, delta estică și sudică (formând așa numita „deltă marină”) au fost construite de o succesiune de cinci lobi deltaici principali, cu deschidere la mare, în timpul ultimelor șase milenii: Sf. Gheorghe Vechi (SG1), Sulina, Dunavăț, Sf. Gheorghe Actual (SG2) și Chilia. Exceptând cel mai vechi lob (Sf. Gheorghe Vechi) a cărui unitate *downdrift* a fost supusă regulat unui proces de subsidență, fiind în prezent complet îngropată, toate celelalte loburi prezintă câmpuri marine ce au rezultat din juxtapunerea grindurilor în partea distală a aripei *downdrift* a fiecărui lob. Poziția lor periferică în cadrul lobilor este determinată de paternul de progradare rapid și instabil specific părții *downdrift* a lobilor a căror morfologie rezultantă este un câmp mlăștinos cu bariere (*barrier-marsh plain*), cu serii de grinduri înguste și subparalele înglobate în câmpia deltaică mlăștinoasă (acoperite superficial de mlaștini cu stuf sau lagune), ca o consecință a comportamentului ritmic al bării guri de

vărsare care alternează faze lungi de acreție subacvatică cu dezvoltarea ciclică de spituri – barieră (Vespremeanu-Stroe și Preoteasa, 2015).

În aceste condiții, singurul spațiu de acomodare disponibil pentru acumulare continuă de nisip este partea distală a zonei *downdrift* a lobilor, în care ratele de progradare moderate și constante (cuprinse între 2 – 8 m/an) urmăresc un patern de construire a câmpurilor rotațional în sensul acelor de ceas, de forma unui evantai, cu grindurile expuse către Nord-Est, acestea „pierzându-se” de obicei în măturile câmpiei deltaice. Orientarea medie a grindurilor, NE-SV și chiar ENE – VSV, în timpul stagiilor mature de evoluție, împreună cu poziția lor adăpostită față de protuberanța lobului deltaic poate stimula *drift*-ul opus (orientat către NE, către gura de vărsare), amplificând concentrarea sedimentelor în partea *downdrift* a lobului. Arhitectura unor seturi de grinduri ale câmpurilor Periteașca Vechi, Ciotica și Lupilor Est indică predominanța locală a *drift*-ului de sens contrar celui unidirecțional principal N-S în progradarea costieră.

Suprafața totală a tipului 3 acoperă cca. 12% (69 km²) din suprafața totală a câmpurilor, cumulând opt cazuri (de la Nord la Sud): Cardon (0.3 – 0.1 ka), Puiu Vest (2.85 – 2.7 ka), Puiu Est (2.6 – 2.5 ka) Crasnicol (2.1 – 1.4 ka), Periteașca Vechi (0.88 – 0.2 ka), Ciotica (0.2 ka - prezent) Pahane (~ 2.6 ka) și Lupilor Est (2 – 1.7 ka). Prin urmare, suprafața medie a câmpurilor e relativ mică (6.5 km²), dar densitatea grindurilor este mai mare decât densitatea medie a altor tipuri morfogenetice (13 – 14 km²), datorită tendinței acestora de a converge în zona distală a părții *downdrift* a lobului. Altcumva, cele mai mici densități (3 – 8 km/km²) corespund câmpurilor afectate de subsidență, independent de tipul lor morfogenetic (Sinoe, Chituc), sau celor construite rapid (Sulina) ale căror rate de progradare inhibă uneori acumularea eoliană și inițierea grindurilor vizibile.

Timpu de formare al acestor câmpuri se întinde de-a lungul a câtorva secole, pe măsură ce coasta *downdrift* progradează rapid, în vreme ce zona de convergență distală ori se extinde (Crasnicol, Periteașca Vechi și Lupilor Est care au vârste mai mari; > 300 ani) sau se deplasează *downdrift* (către sud), ca în cazul Puiu Vest și Est în care intervalul de timp al formării a fost mai mic (< 200 ani) (Fig. 10).

Tipul 4 – Progradarea coastelor din golfuri

Coastele formate în golfuri sunt în general acreționare datorită gradientului energiei valurilor de-a lungul țărmului (*alongshore wave energy gradient*) care determină ori o scădere în transportul sedimentelor în lungul țărmului (*LST*), ori chiar convergența transportului litoral (limita a două celule litorale). Progradarea continuă ca funcție a disponibilului sedimentar, distanța de la sursa sedimentelor

și gradientul *LST* (controlat de orientarea țărmului și raza curburii golfului) variază de la un golf la altul definind morfometria câmpurilor formate în aceste zone.

Acest tip morfogenetic include patru cazuri: Saele Vest (5 – 2.8 ka), Sinoe (5 – 2.6 ka), Periteașca Nou (0.2 ka – prezent) și Sulina (0.15 ka – prezent) care cumulează 6.8% (40 km²) din totalul suprafeței tuturor câmpurilor. Primele două au umplut golfuri extinse (10 km lungime) localizate cu mult în afara deltei la momentul formării lor și au început să facă parte din delta sudică datorită expansiunii rapide a lobului Dunavăț în intervalul 2 – 1.4 ka (Vespremeanu-Stroe și alții, 2013). Progradarea a fost inițial încetă (< 1 m/an) conform cu aportul sedimentar redus generat de surse locale (eroziunea falezelor, selfului intern) cu o tendință de intensificare (1 – 2 m/an) pe măsură ce lobul Dunavăț se dezvoltă și se apropie, aprovizionând selful intern cu mai mult sediment.

Golfurile moderne ce cuprind acumulări actuale s-au dezvoltat la adăpostul (în sudul) lobului actual Sf. Gheorghe (Periteașca Nou) sau al jetiurilor brațului Sulina (Sulina) la diferite rate (3 – 16 m/an), depinzând în principal de variabilitatea multi-decadală a regimului furtunilor cu rate mai mari în timpul intervalelor cu o intensitate mai mare a furtunilor (Vespremeanu-Stroe și alții, 2007). Periteașca Nou este singurul câmp marin compus în principal din depozite cochilifere, unde textura și porozitatea impun mecanisme diferite de acreție prezentate în următorul subcapitol.

Tipul 5 – Spituri – barieră progradante asociate gurilor de vărsare

Se presupune că spiturile – barieră joacă un rol important în dezvoltarea deltei Dunării conform noilor ipoteze (Vespremeanu-Stroe și Preoteasa, 2015) considerându-se că lobiile cu deschidere la mare evoluează în relație cu inițierea ciclică, din bara gurii de vărsare, a insulelor barieră și spiturilor, și cu dezvoltarea ciclică a spiturilor nisipoase din fața părții *downdrift* a lobului.

Toate spiturile asociate gurilor Dunării sunt forme mobile cu elevație joasă (altitudini medii sub 1.2 m) care sunt, prin urmare, predispuse frecvent proceselor de spălare și trecere a valurilor peste bermă (*overwash*) și spargerilor din timpul furtunilor. Cu toate acestea, pentru intervale medii de timp (20 – 100 ani) unele sectoare acreționare localizate lângă gura de vărsare sau în apropierea capătului *downdrift* al spitului pot prograda evoluând în câmpuri marine relativ înguste și elongate. Dintre acestea (cca. 10), trei aparținând lobului actual Sf. Gheorghe ies în evidență: Palade (~ 0.76 ka), Buhaz (0.4 – 0.2 ka) și Sacalin Sud (anii '80 – prezent). Celelalte câmpuri identificabile dezvoltate pe spituri bariere progradante s-au format succesiv *downdrift* de brațul Magearu între 2.6 – 1.8 ka. Poziția acestora pe coasta interdistributară Magearu – Sulina Nord și forma lor ușor concavă către mare, fac ca aceste câmpuri să fie disputate între tipul morfogenetic 5 și 6.

Tipul 6 – Bariere interdistributare progradante

Deși lobii deltei Dunării cu morfologii influențate de valuri (*wave-influenced*) prezintă o preferință pentru o rețea hidrologică simplificată constituită dintr-un singur distributar, principalele brațe ale Dunării care au transportat mai mult de jumătate din debitul total al Dunării în timpul fazei de dezvoltare a lobilor aferenți – în special Sulina (3.5 – 2.1 ka) și Chilia (0.3 – prezent) – au format delte secundare cu multe distributare cu ieșire la mare. Două caracteristici importante ale acestor delte secundare, constând de obicei în coaste interdistributare de dimensiuni reduse (< 10 km lungime), pot controla evoluția lor: i) un efect multiplicat al gurii de vărsare asupra valurilor și transportului sedimentelor în lungul țărmului (*LST*), și ii) o pronunțată variabilitate în lungul țărmului a transportului sedimentar produs de valuri rezultând în multiple celule litorale care asigură o mai bună captare a sedimentelor în cadrul acestor delte (Anthony, 2015). Deși *LST*-ul către sud este în continuare dominant, feedback-ul morfodinamic dintre râu și valuri (inclusiv efectul hidraulic și morfologic de dig – *hydraulic groin effect*) mențin un sistem cu celule multiple ce contribuie la captarea locală a nisipului (Giosan, 2007; Anthony, 2015) care poate fi ulterior depozitat sub formă de grinduri succesive.

Acet tip morfogenetic este specific barierelor progradante interdistributare ale lobului contemporan al Chilieii unde două câmpuri tinere (Bîstroe și Stambulul vechi) au început să se formeze de la mijlocul secolului XX, marcând trecerea de la morfologia influențată de fluviu (*river-influenced*) la cea influențată de valuri (*wave-influenced*) a acestui lob. Morfologia de centură îngustă (lată de 200 – 600 m) reflectă stagiul timpuriu de dezvoltare în care se regăsesc grindurile (~ 50 ani vechime).

Toate câmpurile tipurilor morfogenetice 4, 5 și 6 au un patern de progradare subparalelă care generează un aspect de arc de cerc, concav (către mare) pentru tipul 4 și de obicei convex pentru tipul 5, cu excepția câmpurilor create pe spiturile barieră dezvoltate între două guri de vărsare (ex.: între Magearu și distributarele din nordul Sulinei) care păstrează un aspect ușor concav.

6 Tipuri de progradare specifice coastelor deltei Dunării

Coastele nisipoase progradante construite prin juxtapunerea bermelor succesive rezultă în câmpuri marine cu diferite forme, mărimi și aspecte în funcție de mecanismele de construcție și spațiul de acomodare. Pe coasta deltei Dunării se întâlnesc trei tipuri de progradare care construiesc toate tipurile de câmpuri întâlnite (Fig. 11):

- i) progradarea feței plajei în condiții de vreme bună;

- ii) alipirea barei proximale;
- iii) formarea bermei în condiții de furtună.

Majoritatea câmpurilor deltaice sunt formate prin acreția feței plajei și a construcției bermei în condiții de vreme bună (Fig. 11 A); acesta a fost mecanismul care a construit și extins toate câmpurile de dimensiuni mari și medii. Excepțiile pot apărea în cazurile câmpurilor de dimensiuni mici și se întâlnesc de obicei pe spiturile barieră progradante asociate gurilor de vărsare ale Dunării (tipul morfogenetic 5), unde mecanismele de progradare preferate constau în alipirea barei (Fig. 11 B), favorizând emergența rapidă a bermelor joase și late (ex. Sacalin Sud). Independent de cele două mecanisme de progradare menționate mai sus, aspectul de liniaritate a grindurilor este rezultatul proceselor eoliene care creează creste de foredune unitare sau lentile nisipoase eoliene subțiri (*eolian sand sheets*) – foredune incipiente – cu zeci de centimetri mai înalte decât bermele adiacente (și conurile de rever, dacă sunt prezente). Rar, în cazul coastelor nisipoase supuse unui episod de acreție extrem de rapidă, este creat un câmp de țarm (*sand flat*) în locul topografiei clasice de creastă (a grindului). Câmpurile de țarm pot fi ulterior acoperite de dune de nisip, dar evoluția lor independentă de *fetch*-ul eolian al plajei împiedică formarea creștelor dunicole liniare.

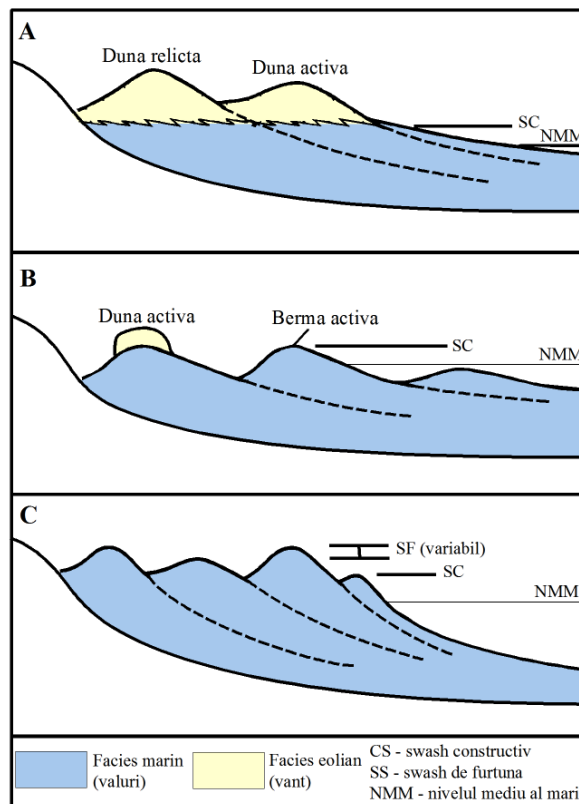


Figura 11. Schema formării grindurilor din delta Dunării, sugerând procesele implicate: A) progradarea feței plajei în urma acțiunii valurilor de vreme bună pe o plajă disipativă; B) formarea bermei prin alipirea barei proximale; C) formarea grindurilor cochilifere în urma valurilor de furtună (modificat după Tamura, 2012)

Un caz excepțional care implică un mecanism diferit de progradare responsabil pentru construirea câmpurilor, este întâlnit la Periteașca Nou, acesta fiind compus în principal din depozite organice (cochilifere). Prezența depozitelor cochilifere grosiere și poroase a impus un profil de plajă reflectiv, care împreună cu regimul local al valurilor de intensitate mică (expunerea țărmului este protejată de vânturile puternice nordice și nord-estice) determină formarea câmpului marin, în special în timpul furtunilor (Fig. 11 C). Specifică acestui caz este morfologia grindurilor, generată de berme cochilifere liniare, și depresiuni inter-grind (*swales*) joase, modelate de procese de *overwash*. Este probabil ca acest tip de progradare (grinduri construite de furtuni) să fi avut loc cel puțin ocazional, la contactul dintre Saele Vest și Saele Est, de-a lungul unui sector de trunchiere compus exclusiv din depozite cochilifere.

7 Ratele de creștere ale câmpurilor marine și implicații în morfologie

Ratele de creștere (progradare liniară sau creștere a suprafeței) sunt expresia cantității de nisip distribuită în timp coastei de către transportul sedimentelor în lungul țărmului (*LST*) sau de către cel perpendicular țărmului (*cross-shore transport*), pe de o parte, și a volumului de acomodare (suprafață și adâncime) disponibil umplerii, pe de altă parte. Luând în considerare aceeași cantitate de aport sedimentar pe un anumit interval temporal, factorii care controlează ratele de progradare sunt forma (geometria) suprafeței în plan și volumul spațiului total de acomodare (ex.: un golf restrâns va susține o progradare mai rapidă decât unul larg). *LST*-ul poate varia fie spațial, în concordanță cu expuneri diferite ale țărmului/sursei sedimentare, sau temporal, datorită variațiilor în climatul furtunilor. *LST*-ul poate fi blocat fie de către o gură de vărsare/canal ce progradează, fie de către topografia existentă. În primul caz, doar gurile de vărsare puternice sunt capabile de a bloca în totalitate *LST*-ul, iar trecerea *LST*-ului mai departe de gura de vărsare (către sud) este posibilă doar în prezența gurilor de vărsare cu debit scăzut (Anthony, 2015).

7.1 Câmpuri marine extinse (Caraorman, Letea, Sărăturile, Chituc)

Câmpurile marine Caraorman, Letea și Jibireni au fost construite prin acumularea nisipurilor cuartifere nordice, provenite în principal din eroziunea falezelor platoului Bugeac. Această sursă abundentă de nisip (care probabil se ridică la $0.5 - 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$) este captată în partea de *updrift* a lobilor deltaici datorită sechestrării *LST*-ului și a schimbării orientării țărmului în apropierea gurilor de vărsare (Fig. 12 A, B). Caraorman (5.3 – 3.2 ka) este primul câmp marin dezvoltat prin blocarea, de către gura de vărsare a brațului Sf. Gheorghe, a celei mai mari celule litorale din Marea Neagră (peste

150 km lungime). Acesta etalează un aspect de evantai cu grinduri divergente către sud, unde sunt prezente amprente ale eroziunii fluviale, cauzate de meandrarea brațului Sf. Gheorghe (o dovadă din prezent este meandrul Erenciuc), în timp ce eroziunea marină substanțială a valurilor este semnalată prin prezența grindurilor de trunchiere din SE rezultate în urma abandonării lobului Sf. Gheorghe. În cadrul câmpului s-au dezvoltat patru seturi de grinduri ușor diferite, cu amprente morfologice (reflectate în acumularea eoliană și în spațierea grindurilor) și rate de progradare specifice. Primul și ultimul (C1: 5.3 – 4.8 ka; C4: 3.4 – 3.2 ka) au progradat cu o rată mai rapidă de 4.4 m/an și respectiv 4 m/an, în timp ce al doilea și al treilea set (C2, C3) indică o progradare mai lentă de 2.8 m/an. Deși ratele medii de progradare au scăzut semnificativ de la primul set la al doilea, ratele de creștere ale suprafeței au rămas la o valoare constantă de 6.2 – 6.5 km²/100 de ani (Fig. 13 A), ceea ce implică că un volum similar de influx al *LST*-ului a umplut adâncimi din ce în ce mai mari obținute de progradarea gurii de vărsare, și sugerează că scăderea ratei de progradare în sectorul median al Caraormanului (C2,C3) a fost determinată mai degrabă de alungirea celulei litorale (mărirea volumului spațiului de acomodare) decât de climat sau aportul sedimentar.

Câmpul marin Letea, care a început să se dezvolte în succesiunea Caraormanului, s-a inițiat odată ce brațul Sulina a spart spitul inițial la nord de Caraorman acum cca. 3.5 ka. În timpul primei faze (L1: 3.5 – 2.6 ka), ratele de progradare foarte rapidă, de 9.1 m/an, sunt atribuite blocării *LST*-ului de către brațul secundar Magearu care a avansat foarte rapid, semn al debitului ridicat al Sulinei și al distributărilor sale la momentul respectiv (Fig. 12 B). Magearu a urmat un curs NE, paralel cu spitul inițial, ceea ce a rezultat într-un spațiu de acomodare îngust pentru primul set de grinduri (L1), cu lungimi ale grindurilor de 4 până la 6 km. În faza următoare (L2: 2.6 – 2.25 ka) grindurile s-au alungit cu mai mult de 8 km,acompaniate de o încetinire a progradării (7.2 m/an), care a rezultat într-o apropiere mai mare a grindurilor, și de inițierea unei structuri de câmp mlăștinos cu bariere (*barrier-marsh plain*), compusă din emergența ciclică a barierelor și spiturilor alternată cu zone de maluri de origine fluviala, la sud de Magearu (Vespremeanu-Stroe și Preoteasa, 2015). Setul următor (L3: 2.25 – 1.7 ka) cuprinde grinduri de 12 km lungime cu rate de progradare și mai scăzute, de 3.6 m/an. În timpul acestei faze brațul Magearu a fost abandonat și sunt indicii ale unui braț secundar, în prezent în faza de erodare, care a curs la nord de orașul Sulina și care a continuat să alimenteze dezvoltarea barierelor la sud de câmpul marin. În mod remarcabil, deși ratele de progradare au scăzut întrețin în timpul acestor trei faze, ratele de creștere a suprafeței au rămas relativ constante la valori de 4 – 5 km²/100 ani, cele mai mici întâlnindu-se în L3 (3.8 km²). Această valoare scăzută sugerează că transportul sedimentelor în lungul țărmlui (*LST*) a fost reactivat downdrift (către sud-est) după

încetarea curgerii brațului Magearu, o cantitate însemnată de sedimente depunându-se în câmpia mlăștionasa la sud de braț (Fig. 13 B).

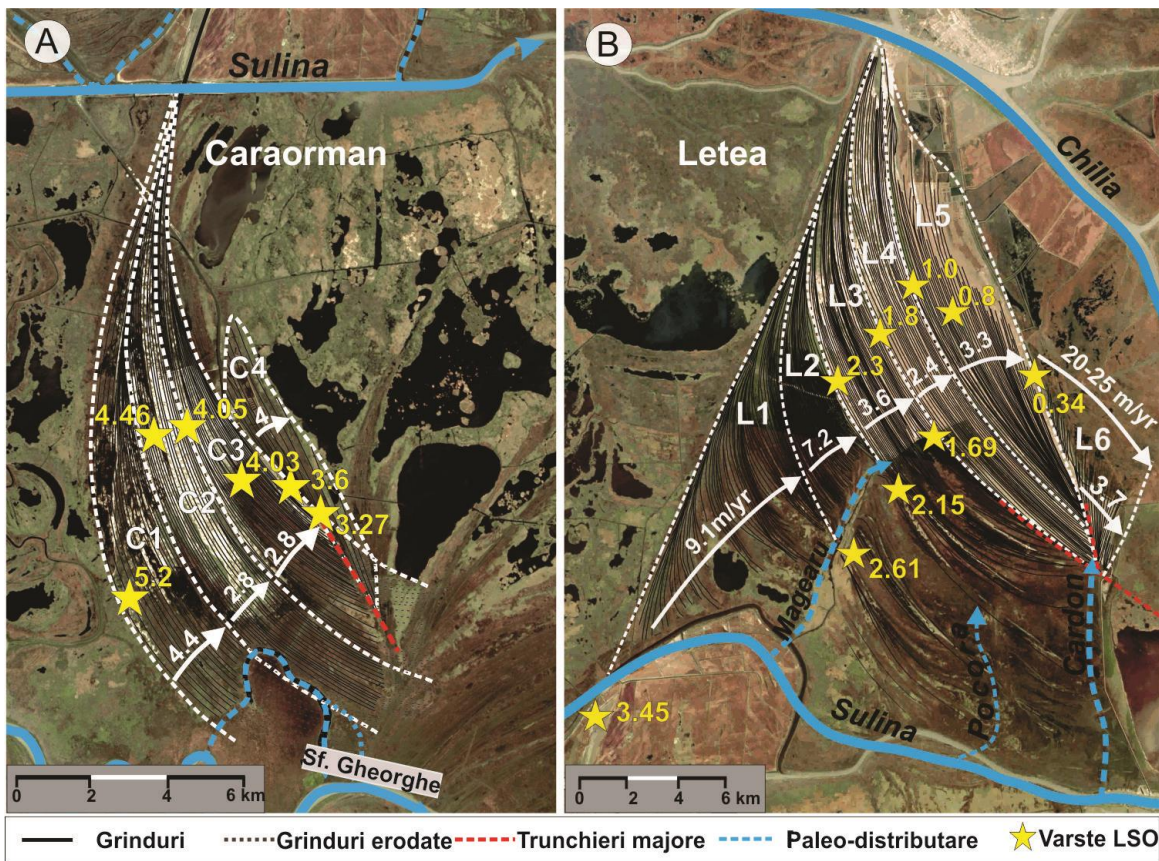


Figura 12 Vârstele LSO și ratele de progradare specifice seturilor de grinduri individualizate aparținând: Caraormanului (A), și Letei (B)

Setul L4 (1.7 – 0.9 ka) cuprinde grinduri dens spațiate de 23 km lungime care reflectă cele mai mici rate de progradare de 2.4 m/an pe sectorul median al câmpului marin Letea. Ratele de creștere a suprafeței cu o medie de 4.6 km²/100 ani indică un flux stabil (pe termen lung) de transport sedimentar ce a alimentat câmpul marin. Prin urmare, ratele de progradare scăzute au loc doar după abandonarea lobului Sulina împreună cu brațele sale nordice secundare, care a condus la o și mai mare alungire a spațiului de acomodare cu ecou în rate de progradare mai mici. Inițierea setului L5 (0.9 – 0.34 ka) este marcată de influența distributarului Chilia care a spart bariera la nord de Letea acum cca 0.9 ka. Acesta este momentul inițierii fragile a stadiului de lob cu deschidere la mare al Chiliei, care pare a fi avut loc cu 600 de ani mai devreme decât s-a raportat anterior în Filip și Giosan (2014). Cu toate acestea, cea mai profundă schimbare este inversarea paternului de construcție al câmpului marin cuprinzând o parte nordică mai lată compusă din grinduri larg spațiate și una sudică evidențiind o structură convergentă cu densitate ridicată determinată de avansarea înceată a gurii Chiliei. Ratele de progradare au crescut până la 4 – 5 m/an în jumătatea nordică a setului L5 care s-a transformat într-un câmp de elevație joasă cu

grinduri liniare, dar a rămas scăzută (2 – 3.5 m/an) în partea sudică, unde sunt frecvente dune de altitudini medii (2 – 4 m).

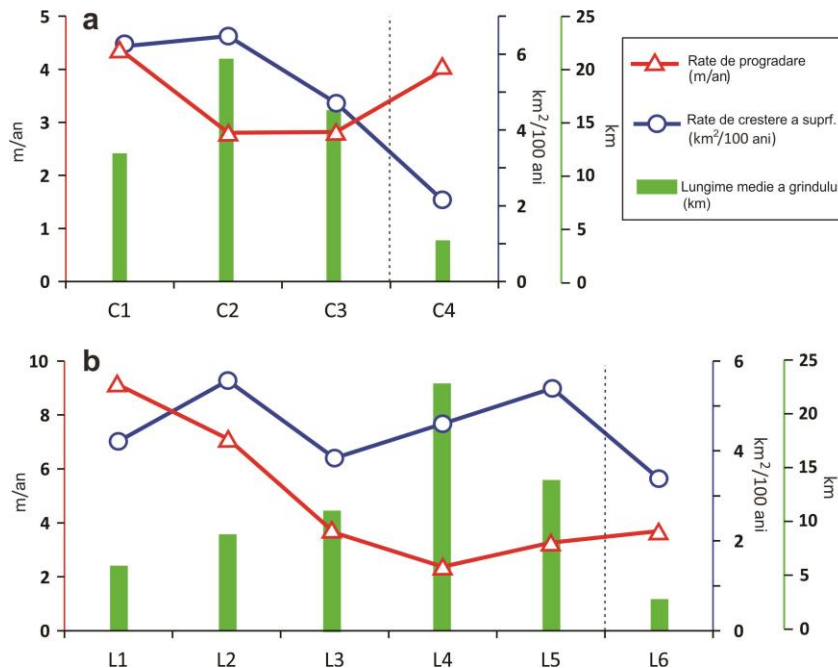


Figura 13. Ratele de progradare, ratele de creștere a suprafeței și lungimea medie a grindurilor seturilor aparținând: (a) Caraormanului și (b) Letei. Linia verticală întreruptă delimitează seturile aparținând tipului 1 (C1-C3; L1-L5) de cele ale tipului 3 (C4, L6). A se observa relația inversă dintre ratele de progradare și lungimea grindurilor

Ultimul set de grinduri (L6) dispune de caracteristici complet diferite, prin urmare poate fi considerat un câmp marin distinct (Cardon) aparținând tipului morfogenetic 3, cu o structură a grindurilor tip evantai care urmărește un patrn progradational în sensul acelor de ceasornic. Acest set este legat de dezvoltarea explozivă a lobului fluvial Chilia, când valurile refractate de-a lungul gurilor proeminente ale Chiliei au determinat o circulație locală inversată (*LST* către nord) cauzând în același timp și o eroziune ușoară a setului L5. În pofida dimensiunii sale reduse (cca. 6 km²), Cardon etalează o varietate de morfologii cel mai probabil determinate de rate de progradare variabile (Fig. 12 B, 13 B): i) o elevație relativ mare a câmpului cu dune parabolice (care au șters practic aspectul liniar al grindurilor) dezvoltate în partea sudică a Cardonului unde ratele de progradare au fost scăzute (< 4 m/an), ii) un câmp marin de elevație joasă ocupă sectorul median mai mobil (4 – 10/12 m/an); aici grindurile sunt monotone, cvasi-planare (fără peisaj eolian) cu spațiere mai mare și divergente către N și NNE, iii) sectorul nordic a progradat rapid (10/12 – 20 m/an) facilitând o morfologie tranzițională de câmpie mlăștinoasă cu bariere, cu largi depresiuni inter-grind (*swales*) acoperite de mlaștini sau lacuri. Capetele nordice ale grindurilor câmpului Cardon se pierd în mlaștile deltei secundare ale Chiliei creându-se un sector îngust la limita câmpului unde ratele de migrare a țărnelui sunt de cca. 25

m/an (23 – 27 m/an) marcând limita superioară de capacitate a progradării țărmului astfel încât să genereze grinduri (marine) în condițiile date.

Prin urmare, câmpurile extinse ale Caraormanului și Letei prezintă paternuri de dezvoltare spațială similare, care constau în progradarea rapidă a primelor și ultimelor seturi (C1, C4 *versus* L1, L2, L5, L6) și progradarea lentă a seturilor centrale (C2, C3, L3, L4). Aceste rate de progradare diferite impun morfologii diferite în cadrul aceluiași câmp marin: grinduri marine (*beach ridges*) joase, înguste și larg spațiate acoperite de depozite eoliene subțiri (< 1 m) *versus* grinduri eoliene (*foredune ridges*) înalte și dens spațiate, care ulterior au evoluat în complexe dunicole cu dune parabolice extinse (Caraorman, Fig. 14 A) sau câmpuri de dune succesive paraboloid-transgresive (Letea, Fig. 14, B, C). Setul central al Caraormanului (C2, local denumit „Grindul Lat”) susține cea mai mare asociație de dune parabolice de 6 până la 10 m. Foredunele de pe câmpul Letea au fost prelucrate de vânt până în prezent, dând naștere la patru câmpuri dunicole paraboloid-transgresive. Fiecare dintre aceste câmpuri este compus din dune parabolice elongate care au migrat de-a lungul grindurilor din nordul seturilor L3 și L4 datorită concordanței dintre grindurile acoperite de dune și direcția rezultantei driftului eolian (Fig. 14 B).

Caraorman prezintă rate de creștere mai mari ale suprafeței, în comparație cu Letea (5.8 vs 4.6 km²/an), care corespund probabil cu diferențe mai mari în ratele de creștere ale volumului, dacă luăm în considerare izopahalele pre-deltaice ale grosimii depozitelor (ușor mai groase în Caraorman decât în Letea, conform Giosan și alții (2012)). Aceste rate de creștere mari ale Caraormanului pot fi atribuite unui aport sedimentar mai mare (via *LST*) succedat stabilizării nivelului mării, provenit în principal din eroziunea intensificată a falezelor Bugeacului; o altă sursă sedimentară disponibilă în primul mileniu după atingerea nivelului actual al mării, corespunde șelfului superior, care în această regiune este puțin adânc, cu pante mici, favorizând prelucrarea sa de către valuri.



Figura 14 Dune parabolice: (A) extinse în Caraorman (vedere către nord), (B) elongate în Letea (vedere către sud), (C) transgresive în Letea (vedere către nord)

Celelalte două câmpuri extinse ale deltei Dunării – Sărăturile și Chituc, s-au format prin prelucrarea de către valuri a lobilor abandonăți ai Sulinei și respectiv Dunavățului (Panin, 1996; Vespremeanu-Stroe și alții, 2013) (Fig. 15). Dacă în cazul Sărăturilor sedimentul este captat de către gura de vărsare Sf. Gheorghe, Chitucul este mărginit de pământul Dobrogei. Câmpul marin Sărăturile etalează trunchieri periodice în nord, care sugerează întreruperi temporare în secvența depozițională, probabil legate de dezvoltarea ciclică a gurii de vărsare Sf. Gheorghe. Cel mai proeminent grind eolian (*foredune ridge*) decorat cu dune parabolice mici, dezvoltat acum 0.3 ka, indică prezența unor condiții erozive până la stabile. Chituc prezintă de asemenea grinduri de trunchiere în jumătatea sa nordică; acestea pot reflecta instabilități datorită valurilor care creează arce de plaje (*sand-waves*) migratoare *downdrift*, asemenea formelor din cazul țărmurilor cu asimetrie pronunțată a valurilor (Ashton și Murray, 2006). Densitatea aparent scăzută a grindurilor (5 km/km²), sau spațierea inter-grinduri extinsă (155 m) pe Chituc comparativ cu alte câmpuri marine, se datorează scufundării parțiale a acestor grinduri. Coastele nordice ale Sărăturilor și Chitucului sunt afectate de eroziunea pe termen lung (> 300 de ani) care trunchiază grindurile mai vechi și remaniază sedimentele în cadrul aceluiași câmp prin depozitarea *downdrift* a sedimentelor erodate în partea *updrift*.

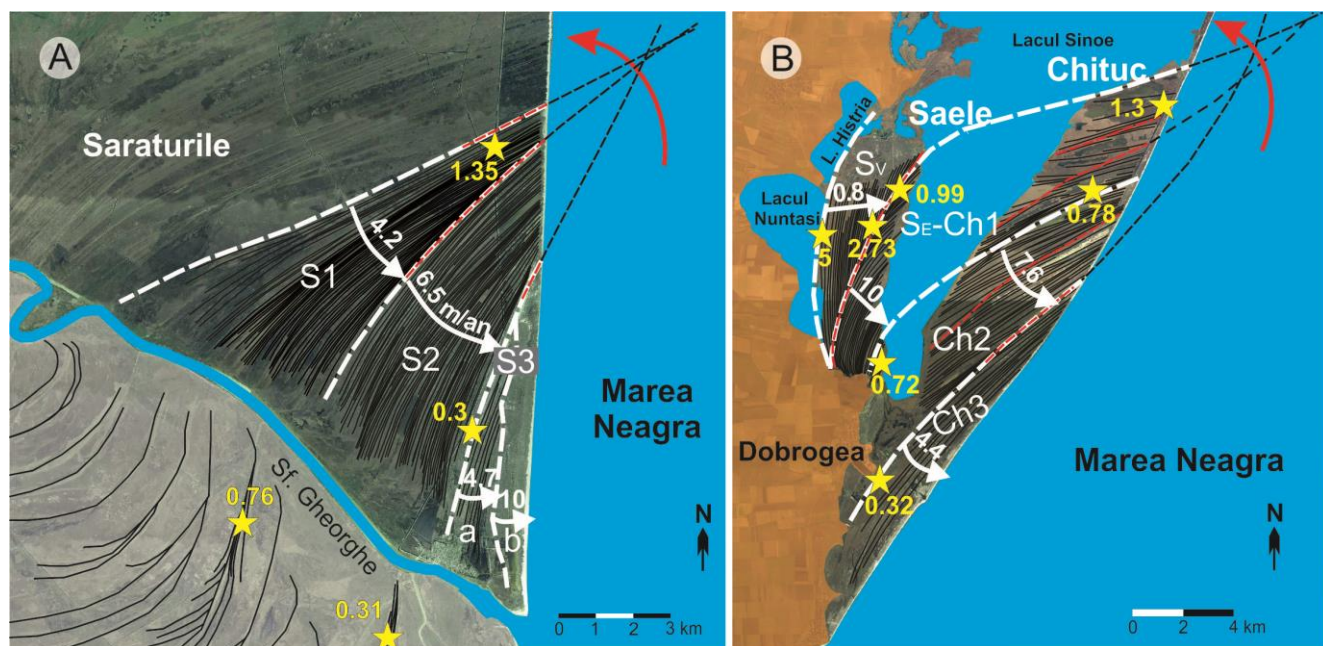


Figura 15 Vârstele LSO și ratele de progradare specifice seturilor de grinduri individualizate aparținând câmpurilor: Sărăturile (A) și Saele Vest, Saele Est și Chituc (B)

7.2 Câmpuri marine mici

Câmpurile marine mici reprezintă atât acumulările vechi cât și cele actuale a căror extindere este mai mica de 70 km², cumulând 38 % din totalul suprafeței câmpurilor marine din delta Dunării. Cele mai vechi câmpuri mici au început să se acumuleze acum cca. 5 ka în golfuri antice plasate în afara deltei la momentul respectiv. Sinoe (5 – 2.6 ka) (Fig. 16 B) și Saele Vest (5 – 2.8 ka) (Fig. 15 B) s-au dezvoltat concomitent cu Caraorman și stadiul timpuriu al Letei (L1), dar cu o viteză mult mai redusă (0.5 – 0.8 m/an) decât câmpurile menționate anterior (2.8 – 9 m/an) datorită cantității locale reduse de sedimente (eroziunea falezelor, șelful intern). În contrast cu câmpurile marine extinse unde ratele de progradare mici (dar sub aport sedimentar masiv constant) conduc la formarea câmpurilor dunicole masive, Sinoe și Saele Vest prezintă o morfologie de mică amplitudine cu altitudini ale grindurilor de 0.5 – 1 m și cele mai vechi depresiuni inter-grind (*swales*) acoperite de ape datorită unei creșteri ușoare a nivelului mării și a subsidenței locale (Vespremeanu-Stroe și alții, 2013).

O altă serie de câmpuri marine mici a început să se dezvolte în asociere cu formarea lobilor Sulina și Dunavăț. Magearu a fost construit între 2.6 – 2.2 ka *downdrift* de distributarii omonim corespondent setului L2 al Letei (Fig. 12 B). Progradarea rapidă a lobului Sulina într-o perioadă scurtă de timp, a generat la marginea sa *downdrift* acumularea câmpului marin Puiu separat de o laguna extinsă (Puiu Vest: 2.85 – 2.7 ka, Puiu Est: 2.6 – 2.5 ka). Grindurile câmpului Puiu sunt înguste, cu un aspect monoton reflectat în spațierea medie și altitudinile scăzute. În delta sudică, Lupilor (Lupilor Vest: 2.7 – 2.2 ka) începe să se formeze la o rată scăzută de acrecție de <1 m/an pe măsura ce primește sedimente noi de la lobul Dunavăț ce se dezvoltă în apropiere (Fig. 16 B).

Următoarele câmpuri marine mici s-au format în principal ca o consecință a reactivării brațului Sf. Gheorghe acum ~ 2.1 ka când aportul sedimentar danubian principal s-a mutat de pe Sulina pe Sf. Gheorghe și în mare parte pe brațul sudic Dunavăț. Avansarea rapidă a celui din urmă a avut un efect imediat asupra câmpului Lupilor care a început să se dezvolte mult mai rapid decât înainte, fiind încorporat în partea *downdrift* a lobului Dunavăț și atingând rate de progradare mai mari de 10 m/an (Lupilor Est: 2 – 1.7 ka) (Fig. 16 B). În mod similar cu Lupilor dar semnificativ mai încet, Crasnicol (2.1 – 1.43 ka) s-a format într-un timp mai îndelungat în partea *downdrift* a brațului Sf. Gheorghe contribuind la inițierea lobului Sf. Gheorghe actual. Aportul sedimentar redus al brațului Sf. Gheorghe (1/7 din Dunavăț la momentul respectiv, Preoteasa și alții, 2015) s-a reflectat în rata de progradare scăzută de 2 m/an a câmpului Crasnicol.



Figura 16 Vârstele LSO și ratele de progradare specifice seturilor de grinduri individualizate aparținând câmpurilor: Jibrieni (A), Sinoe, Lupilor Vest și Est (B), Periteasca (C), Chilia (D)

Pe parcursul ultimului mileniu, câmpurile marine de dimensiuni mici s-au acumulat în locații variate din delta Dunării. În partea sudică, urmând încetării activității brațului Dunavăț și a regresiei ulterioare a lobului său, Saele Vest primește cantități mari de nisip în urma eroziunii din *updrift* care a condus la o schimbare bruscă în ratele de progradare (de la < 1 m/an la cca. 10 m/an) și la dezvoltarea rapidă a câmpului Saele Est (1 – 0.7 ka) (Fig. 15 B). Astfel, după ce coasta deltaică a venit în contact cu Saele Vest, ratele de progradare au crescut cu un ordin de magnitudine (10 – 15 m/an) formând câmpurile vecine (Saele Est, Lupilor). În acea perioadă Saele Est era conectat cu Chituc, evoluând împreună ca unități pereche (separate de cel mai sudic distributar al Dunavățului) înainte de divizarea acestora datorită subsidenței locale. Simultan, lobul Sf Gheorghe actual a început să avanseze rapid extinzându-si suprafața progresiv pe măsură ce Sf. Gheorghe a devenit brațul principal al Dunării. Prin urmare, câmpuri marine mici extinse pe o perioadă mai scurtă de timp decât cele vechi au început să se

formeze ca sectoare progradante ale insulelor barieră și spiturilor în partea *downdrift* a lobului: Palade (~ 0.76 ka), Buhaz (0.4 – 0.2 ka), Ciotica (0.2 ka – prezent) și Sacalin Sud (1970 – prezent). Aceste câmpuri marine prezintă grinduri de joasă elevație (< 1 m) cu altitudini ce scad de la capătul nordic aproape de gura de vărsare la capătul distal. Buhaz deține cel mai proeminent grind dunicol (*foredune ridge*) ce corespunde unei poziții relativ stabile a gurii de vărsare în comportamentul ciclic de lungă durată al dezvoltării gurii Sf. Gheorghe (Preoteasa și alții, 2015). La capătul sudic al părții *downdrift* a lobului Sf. Gheorghe, Periteașca Vechi (0.88 – 0.2 ka) s-a format prin juxtapunerea grindurilor (Fig. 16 C). Prezintă o structura tip evantai cu grinduri îngust spațiate și o rată de progradare scăzută (1 m/an) în partea sa sud-vestică și grinduri larg spațiate cu o rată de progradare mai rapidă (> 4 m/an) în partea sa nordică. Pe parcursul ultimilor 200 de ani Periteașca Nou s-a dezvoltat într-un golf extins prin progradare controlată de valurile de furtună care au imprimat o topografie pronunțată de creastă – depresiune și o spațiere îngustă a grindurilor compuse în principal din scoici.

În partea nordică a deltei, spargerea spitului inițial de către Chilia a creat un mic câmp marin în partea de *updrift* – Jibrieni – a cărei structură se aseamănă în general cu cea a fazei L1 aparținând Letei (Fig. 16 A). Jibrieni este caracterizat de o dezvoltare lentă până la moderată a grindurilor de la 0.9 la 0.3 ka, care s-a transformat în expansiune rapidă pe parcursul ultimilor 300 de ani. Cuprinde două seturi de grinduri urmărind cele două intervale temporale (J1: 0.9 – 0.3 ka; J2: 0.3 ka – prezent). Ratele de creștere lentă ale J1 ($2 \text{ km}^2/100 \text{ ani}$) reflectă influența brațului Chilia, care inițial a permis ca o mare cantitate de sedimente să ocolească gura de vărsare alimentând astfel bara gurii și setul de grinduri L5 al Letei, iar în final (de acum 0.3 – 0.25 ka) să blocheze complet *LST*-ul ca urmare a unei creșteri a debitului și a expansiunii explozive a lobului Chilia. Aceasta sugerează că între 0.9 – 0.3 ka, gura Chilieii a avut un debit infim, cu mult mai puțină apă și aport sedimentar decât în condițiile actuale. Cele mai tinere câmpuri marine sunt formate pe parcursul ultimilor ~ 50 de ani pe câteva coaste interdistributare marcând trecerea de la morfologia influențată de fluviu la cea influențată de valuri a lobului Chilia (Fig. 16 D).

Concluzii

Pe parcursul ultimelor șase milenii o succesiune de cinci lobi distincți cu deschidere la mare au construit câmpia deltaică marină a Dunării. Fiecare dintre acești lobi a dezvoltat o morfologie influențată de valuri (*wave-influenced*) conținând numeroase tipuri variate de câmpuri marine. Această teză oferă vârste absolute noi, rate de creștere, comportament al țărmlui, date empirice stratigrafice și morfologice, și interpretări ce contribuie la înțelegerea atât a principalelor caracteristici (geneză,

evoluție și morfologie) ale câmpurilor marine cât și a rolului pe care câmpurile marine l-au avut în formarea deltei Dunării.

Este propusă o clasificare cu șase tipuri a câmpurilor marine din Delta Dunării, bazată pe spațiul de acomodare al acestora în conformitate cu principalele paternuri de progradare spațială; ordinea enumerării urmărind descendent volumul cumulat al fiecărui tip:

- vii) partea de *updrift* a lobilor asimetrici influențați de valuri (*wave-influenced*);
- viii) capătul celei litorale poziționată la limita deltă-continent;
- ix) zona *downdrift* de convergență a grindurilor unui lob deltaic în proces de progradare rapidă;
- x) progradarea coastelor din golfuri;
- xi) spituri barieră progradante asociate gurilor de vărsare;
- xii) progradarea barierelor interdistributare.

Primele trei tipuri morfogenetice urmăresc un patern progradațional rotațional - în sens invers acelor de ceasornic pentru primele două și în sensul acelor de ceasornic pentru al treilea - care rezultă într-o morfologie triunghiulară cu grade mari de echilateralitate pentru primele două tipuri (ale căror intervale temporale sunt mai mari de 1300 de ani) și mici pentru al treilea tip. Ultimele trei tipuri morfogenetice (4, 5 și 6) au o progradare subparalela cu un aspect general de arc de cerc.

Obținerea unei cronologii absolute detaliate a înlesnit reconstrucția evoluției principalelor câmpuri marine și stabilirea unui cadru temporal pentru toate câmpurile de acum 5300 de ani și până în prezent. Pe această bază s-a realizat o estimare robustă a migrației (progradării) țărmului. Variațiile semnificative înregistrate în intensitatea progradării câmpurilor extinse este explicată în relație cu variațiile sincrone în spațiul de acomodare (ex. migrarea gurii de vărsare, avulsii, spațiu depozițional adânc/mai puțin adânc) sau cu aportul sedimentar și schimbările locale în transportul în lungul țărmului (*LST*). Mai important, schimbarea ratelor de progradare estimate ale câmpurilor marine întotdeauna creează seturi de grinduri cu morfologii distincte reflectate în densitatea grindurilor, orientare și înălțime și, mai mult, în eficiența proceselor eoliene care în ultimă instanță pot remodela morfologia inițială în câmpuri dunicole variate (ex. Letea și Caraorman). Pentru câmpurile marine din delta Dunării au fost identificate trei praguri ale ratelor de progradare, în acord cu morfologia rezultantă:

- i) formarea câmpurilor dunicole pentru progradare lentă (< 3.5 m/an),
- ii) câmpuri marine de elevație joasă-medie cu grinduri relativ dens spațiate ($3.5 - 7$ m/an),
- iii) câmpuri marine joase cu grinduri monotone larg spațiate ($6 - 10/12$ m/an) și
- iv) tranziții către alte forme: câmpie mlăștinoasă cu bariere (*barrier-marsh plain*) și câmpie deltaică (> 12 m/an).

Bibliografie selectivă

- Anthony, E.J., 2015. Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review, *Marine Geology* 361, 53-78
- Giosan, L., Donnelly, J.P., Constantinescu, Ș., Filip, F., Ovejanu, I., Vespremeanu - Stroe, A., Vespremeanu, E., Duller, G.A.T., 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.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.
- Panin, N., 1999. Global changes, sea level rise and the Danube Delta: risks and responses. *Geo-Eco-Marina*, 4, 19-29
- Popp, N., 1961. Caracterizarea litologică a pământurilor Deltei Dunării pe baza datelor de foraj: *Meteorologia, hidrologia și gospodărirea apelor* 4, 126–139.
- Preoteasa, L., Vespremeanu-Stroe, A.I., Tătui, F., Zăinescu, F., Timar-Gabor, A., Cărdan, I., 2015. The evolution of an asymmetric deltaic lobe (Sf. Gheorghe, Danube) in association with cyclic development of the river mouth bar: long-term pattern and present adaptation to human induced sediment depletion, *Geomorphology*, in press
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records, *Earth-Science Review* 114 (3-4), 279-297
- Vespremeanu-Stroe, A., 2004. Transportul de sedimente în lungul țărmului și regimul valurilor pe coasta Deltei Dunării. *Studii și Cercetări de Oceanografie Costieră* 1, 67-82.
- Vespremeanu-Stroe, A., 2007. Țărmul Deltei Dunării – studiu de geomorfologie, Edit. Universitară, București, 210 pp.
- 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.
- Vespremeanu-Stroe, A., Preoteasa, L., 2015. Morphology and the cyclic evolution of Danube delta spits. In: Randazzo, G., Jackson, D., and Cooper, J.A.G (Eds.) *Sand and gravel spits* 12, 327-339