UNIVERSITATEA DIN BUCURESTI

FACULTATEA DE GEOGRAFIE

# ANALELE UNIVERSITĂŢII BUCUREŞTI

## G E O G R A F I E

## 2 0 0 3

**SUMAR • SOMMAIRE • CONTENTS**

***DOBROGEA – I***


NICOLAE POPESCU, MIHAI IELENICZ, *Relieful Podişul Dobrogei – caracteristici şi evoluţie* ..... 5
ION MARIN, *Peisajele Dobrogei: tipuri, repartiţie, culturalitate, vulnerabilitate* ..... 59
STERIE CIULACHE, VASILE TORICĂ, *Clima Dobrogei* ..... 83
LILIANA ZAHARIA, ION PIŞOTA, *Apele Dobrogei* ..... 107

# RELIEFUL PODIŞUL DOBROGEI – CARACTERISTICI ŞI EVOLUŢIE

NICOLAE POPESCU, MIHAI IELENICZ

Podişul Dobrogei constituie o mare unitate geografică (4,3% din teritoriul României) care se impune prin varietatea caracteristicilor structurale şi o evoluţie începută încă din Proterozoic. S-a constituit prin sudarea a trei subunităţi (sudică-Precambriană, centrală-Paleozoic inferior, nordică-Paleozoic superior-Cretacic), care a trecut treptat de la funcţia de orogen la cea de soclu rigid, ce-a fost faliat şi ridicat sau coborât diferit în mai multe faze, etape. Se realizează o caracterizare succintă a lor, precizându-se câteva elemente absolut necesare pentru înlăturarea confuziilor (denumire, limite, alcătuire şi evoluţie structurală, subunităţi), pe baza cunoaşterii celor mai autorizate opinii exprimate până în prezent. Rezultatele evoluţiei policiclice şi poligenetice sunt consemnate în celelalte secţiuni. În prima, este analizată problema suprafeţelor şi a nivelelor de eroziune, menţionându-se punctele de vedere ale diferiţilor geografi sau geologi. S-a insistat pe precizarea tipului suprafeţelor, a condiţiilor de modelare, a desfăşurării şi racordării lor, iar în final, pe stabilirea în cadrul evoluţiei paleogeografice a podişului dobrogean, a principalelor etape reliefogene. În cadrul acestora, s-au realizat – o pediplenă (peneplenă) policiclică prepliocenă, două trepte de pedimentaţie (Pliocen-Cuaternar inferior), dar şi unele suprafeţe de nivelare care în prezent sunt fosilizate. De Cuaternar este legată problema teraselor fluviatile şi de abraziune, diferit abordată de cei care le-au descris. Cartările şi interpretările paleogeografice împing spre concluziile că, local, treapta de 3-5 m poate fi nivel de abraziune marină din Holocen (celelalte au caracter structural sau sunt fragmente de pedimente, glacisuri; se adaugă nivelul pliocen din sud-vestul podişului identificat de C. Brătescu ca terasă de abraziune lacustră), iar cele în rocă, de 4 m şi 10 m din unele sectoare de vale, ca mărturii ale unei evoluţii Holocene.

Ultima secţiune este destinată prezentării formelor de relief cu caracter petrografic şi structural, insistându-se pe cele mai reprezentative din fiecare mare unitate geografică.

**Cuvinte cheie:** Relief, evoluţie paleogeografică, tectonică, litostructuri, pedimentaţie, peneplenă, pediment, pediplenă, terase de abraziune, terase fluviatile, relief structural, relief petrografic.

## 1. Caracteristici morfografice şi morfometrice

Privită în ansamblul său, Dobrogea cuprinde două mari unităţi morfostructurale, contrastante prin fizionomia, înălţimea, geneza şi vârsta lor – *Podişul Dobrogei* pe de-o parte, *Lunca, Delta Dunării,* câmpia şi complexul lagunar Razelm pe de altă parte.

Podişul Dobrogei este delimitat la vest şi la nord de Lunca şi Delta Dunării, care se suprapun unor evidente dislocaţii tectonice, iar la est de Marea

Neagră, sub care structurile dobrogene, puternic flexurate, se continuă prin platforma litorală. În partea sudică, unde apare ca o prelungire a Podişului Prebalcanic, limita este stabilită de frontiera de stat cu Bulgaria. Între aceste extremităţi, Podişul Dobrogei reprezintă singura unitate morfostructurală de platformă care conservă la zi cele mai vechi structuri şi cele mai vechi reliefuri de pe teritoriul României, respectiv şisturile verzi din podişul Casimcei, a căror vârstă absolută a fost estimată la 470-540 mil. ani (L. Ionesi, 1994), şi „peneplena şisturilor verzi", a cărei modelare a început încă de la sfârşitul Cambrianului, acum circa 500-520 mil. ani.

În nord, relieful este colinar, pe când în centru şi sud domină platourile. Altitudinile cele mai mari, 300-400 m (467 m în Vf. Ţuţuiatu), se înregistrează în jumătatea nord-vestică a podişului, de unde ele coboară spre sud până la 150-200 m, iar spre laturile dunărene şi maritime, până la 10-40 m. Deşi înălţimile sunt în general reduse, Podişul Dobrogei se detaşează faţă de regiunile joase ale Luncii şi Deltei Dunării, pe care le domină cu 100 până la 300 m. Cea mai mare parte a sa, circa 88%, se găseşte la altitudini mai mici de 200 m.

Structurogeneza Podişului Dobrogei, începută încă din Proterozoic (acum 1,7-1,8 mild. ani), când a fost definitivat soclul sud-dobrogean, s-a încheiat imediat după mişcările chimerice (acum 140-150 mil. ani), timp în care şi ţinuturile nord-dobrogene au devenit stabile, intrând în regim de cratogen. În tot acest mare interval de timp, datorită fragmentării şi mişcărilor tectonice verticale, teritoriul Dobrogei a fost în mai multe faze total sau numai parţial acoperit de apele marine, când s-au acumulat formaţiuni sedimentare cu faciesuri diferite, acestea fiind mai mult sau mai puţin faliate, dislocate sau ondulate. Ca urmare, ulterior, procesele reliefogene realizate de agenţii externi s-au desfăşurat nu numai pe un fond petrografic şi structural foarte diferit, dar au acţionat în raport cu nivele de bază temporar diferite şi în raport cu mişcările de înălţare sau coborâre, produse neuniform în cuprinsul podişului. Este şi motivul pentru care relieful Podişului Dobrogei, ce pare relativ uniform în ansamblul său, este mult diversificat regional şi local, atât sub raport morfogenetic, cât şi sub raport altimetric. Având în vedere aceste diferenţieri regionale, în cuprinsul său au fost separate trei mari unităţi, care, în general, corespund celor geostructurale: Podişul Dobrogei de Nord, Podişul Dobrogei Centrale (Podişul Casimcei) şi Podişul Dobrogei de Sud. Unităţile nordică şi centrală reprezintă resturile unor vechi munţi caledonici şi hercinici supuşi unei îndelungate modelări subaeriene, pe când Dobrogea de Sud este un podiş structural, cu straturi aproape orizontale, depuse în mai multe cicluri de sedimentare peste prelungirea estică a Platformei Moesice.

### *1.1. Podişul Dobrogei de Nord*

Marea varietate geostructurală şi litologică, amplitudinile diferite ale mişcărilor de înălţare şi coborâre facilitate de faliile cu orientare V-E sau NV-SE,

eroziunea diferenţială dirijată frecvent de aliniamentele tectonice şi structurale conferă acestei unităţi o mare complexitate geomorfologică. Aranjamentele structurale şi tectonice stabilite în urma orogenezelor hercinică şi chimerică au fost cauza principală a direcţionării culmilor şi văilor principale ce alcătuiesc relieful major al Podişului Dobrogei de Nord. Aceste influenţe sunt mult mai evidente în Munţii Măcinului şi Podişul Niculiţel, unde orientarea lor este NV-SE, conform aliniamentelor structurale, decât în Dealurile Tulcei şi Podişul Babadag, unde sunt mai puţin ordonate (G. M. Murgoci, 1912). De asemenea, mişcările tectonice au condus şi la o asimetrie altimetrică a Dobrogei de Nord, în sensul că cele mai mari înălţimi (350-400 m) sunt întâlnite pe latura vestică, de unde acestea scad către Lacul Razelm până la 15-50 m. În acest ansamblu morfostructural, variat şi foarte diferit de restul Podişului Dobrogei, se îmbină culmi şi creste cu aspect „alpin" (deşi înălţimea lor rareori depăşeşte 400 m), culmi şi platouri netezite prin eroziune, dominate de vârfuri reziduale (resturi dintr-o veche pediplenă), câmpii de eroziune acoperite de o groasă cuvertură de loess (asociere de pedimente), vârfuri reziduale izolate, relief structural şi petrografic ş.a.

Spre sud, limita corespunde unui aliniament tectonic important, falia Pecineaga-Camena, în lungul căreia sunt puse în contact şisturile cristaline şi şisturile verzi proterozoice din Podişul Dobrogei Centrale şi cuvertura sedimentară cretacică din Podişul Babadag. Această linie tectonică este urmată de văile Slava Rusă spre est şi Aiormanului, către Dunăre.

– ***Munţii Măcinului***. Situaţi în extremitatea nord-vestică a Dobrogei, reprezintă un cratogen tipic, definitivat în urma mişcărilor hercinice. Aici se întâlnesc: cele mai mari înălţimi ale Dobrogei de Nord – Vf. Ţuţuiatu sau Greci (467 m), Pietrosu Mare, Dealul Moroianu (430 m), Priopcea (410 m), Ţeica (402 m); versanţii cu pante peste 20º şi abrupturi petrografice supuse proceselor de dezagregare şi torenţialitate; o energie de relief cu valori de 250-300 m. Toate acestea le conferă aspectul unei insule montane miniaturale, mai ales când sunt priviţi dinspre Lunca Dunării, faţă de care amplitudinile reliefului depăşesc frecvent 300 m. Spre NV se prelungesc sub forma unei culmi deluroase înguste – pintenul Bugeacului, care ajunge până la Cotul Pisicii, acolo unde, în dreptul oraşului Galaţi, Dunărea se orientează brusc către est. Spre sud, sunt separaţi de podişul Babadag prin pasul Carapelit (sub 200 m altitudine) care leagă depresiunea marginală Mircea Vodă, pe la obârşia pârâului Iaila, de depresiunea Horia situată pe valea Taiţei. Limita estică urmează îndeaproape aliniamentul tectonic al faliei Luncaviţa-Consul, căruia îi corespund depresiunea marginală Luncaviţa, depresiunea Taiţei superioare şi valea largă a Lodzovei. Către Lunca Dunării, spre vest, Munţii Măcinului coboară în trepte sub forma unor culmi sau măguri izolate (inselberguri).

Aranjamentul orografic al Munţilor Măcin, prin culmile şi depresiunile orientate NV-SE, are o determinare netă tectono-structurală, dar în detaşarea

vârfurilor şi măgurilor reziduale un rol important l-a avut eroziunea diferenţială, ele menţinându-se pe rocile mai dure proterozoice sau paleozoice. Cea mai mare parte a văilor care fragmentează Munţii Măcin au caracter logitudinal în raport cu structura (Luncaviţa, Jijila, Dumbrava, Plopilor, Taiţa superioară, Islamul, Lodzova), excepţie făcând doar văile Greci (la SV de localitatea cu acelaşi nume) şi Cerna care intersectează transversal structurile hercinice şi dislocaţiile tectonice.

În cuprinsul Munţilor Măcin se individualizează trei aliniamente de culmi, separate între ele de depresiuni şi curmături joase, cărora li se adaugă spre vest mai multe măguri izolate.

• *Culmea principală*, ce are o poziţie centrală, constituie sistemul orografic axial al Munţilor Măcin; se desfăşoară pe lungime de circa 48 km între Dealul Bugeacului în NV şi Dealul Carapelit în SE. Este cuprinsă între depresiunile Luncaviţei şi Taiţei superioare în est şi „golfurile depresionare" Jijila, Greci şi Mircea Vodă în vest. În cadrul ei se conturează trei segmente distincte, diferenţiate prin masivitate, altitudine şi grad de fragmentare, caractere ce au rezultat în urma îndelungatei modelări subaeriene postpaleozoice.

Culmea Bugeacului, care formează promontoriul nord-vestic al Munţilor Măcin, se menţine la altitudini la 100-125 m şi este alcătuită din roci epimetamorfice caledoniene (filite, cuarţite) străpunse de granite paleozoice, ultimile impunând şi unele vârfuri (Văcăreni – 163 m) ce domină această culme joasă şi unitară, acoperită aproape în întregime de loess.

Culmea Ţuţuiatului reprezintă segmentul cel mai înalt unitar, masiv şi puţin ramificat al Culmii centrale a Munţilor Măcin. Este alcătuită de roci sedimentare paleozoice, slab metamorfozate dar puternic cutate, străpunse de intruziuni granitice. În lungul său există culmi şi platouri mici, ce se menţin la altitudini de circa 350 m, dar care sunt dominate de vârfuri de peste 400 m. Între acestea sunt Pietrosul Mare (426 m), Ţuţuiatu (467 m), Moroianu (428 m), Ţeica (402 m). Spre vest (Depresiunea Greci), versanţii sunt acoperiţi de grohotişuri, au pante mari până la abrupturi, sunt puternic fragmentaţi de torenţi. Aceste caracteristici impun culmii Ţuţuiatului un aspect „alpin".

Culmile Carapcea-Carapelit, situate în partea sudică a Munţilor Măcin, sunt mult mai neuniforme, ele fiind alcătuite dintr-o asociere de măguri, interfluvii secundare şi înşeuări. Din culmea principală se ramifică lateral culmi secundare, dominate de măguri proeminente, orientate către depresiunile Taiţei superioare şi Cerna-Mircea Vodă. Între acestea, importante sunt: Culmea Carapcea (343 m) şi Dealul Carapelit (250 m), formate din roci sedimentare paleozoice slab metamorfozate (formaţiunea de carapelit), Culmea Carapcea, corespunzătoare unor roci sediementare dure (cuarţite, calcare) şi granite gnaisice paleozoice, care este dominată de vârfurile mai înalte, cu aspect insular, Dealul Cerna (226 m), Colina Dălchii (260 m) şi Muchia Lungă (221 m).

• *Culmile sud-estice*, cuprinse între Depresiunea Taiţei superioare şi valea Lodzovei şi alcătuite în cea mai mare parte a lor din epimetamorfite caledoniene (filite, cuarţite) şi granite paleozoice, sunt reprezentate prin două culmi paralele, Boclugea (411 m) şi Coşlugea (334 m), separate de valea Islamului.

• *Culmile vestice* sunt detaşate de Culmea Centrală a Munţilor Măcin prin golfurile depresionare Jijila, Greci şi Cerna. Spre vest sunt glacisurile loessoide dunărene. Aspectele deosebite ale reliefului impun separarea lor în trei sectoare ce se succed de la NV spre SE.

Dealul Orliga, situat în extremitatea nord-vestică, are caracterul unei culmi mamelonate, cu altitudini de 80-100 m, ce domină regiunile mai joase ale Luncii Dunării (4-5 m) şi Depresiunii Jijila (40-50 m). Este alcătuită din mezometamorfite proterozoice (cuarţite, micaşisturi, amfibolite).

Culmea Pricopanului este formată din mezometamorfite proterozoice (în Dealul Sărăriei, 152 m), formaţiuni sedimentare paleozoice, slab metamorfozate şi puternic cutate (formaţiuni de Carapelit), şi din granite gnaisice paleozoice. Are aspectul unei creste în lungul căreia se înşiruie vârfuri ruiniforme (Vf. Cheia – 260 m, Vf. Pricopan – 370 m) ce au versanţi abrupţi cu stâncării şi grohotişuri.

Dealurile Megina-Priopcea reprezintă o asociere de culmi şi platouri bine netezite de eroziune, orientate NV-SE, dominate de vârfuri (unele cu caracter de măguri izolate). Ele se interpun între depresiunile Greci şi Cerna şi sunt legate de Culmea Centrală a Munţilor Măcin printr-o curmătură largă (260-270 m) situată între dealurile Stâna Oncii (376 m) şi Arhenziu (313 m). Diversitatea structurală şi petrografică a determinat şi marea varietate a reliefului. Astfel, *Dealul Megina*, cuprins între două linii de falie, are aspectul unui platou uşor ondulat, cu altitudini de 280-300 m, fiind alcătuit din mezometamorfite proterozoice (micaşisturi, cuarţite, amfibolite) şi granite gnaisice. Spre vest, acesta este continuat de Culmea Priopcea, orientată, de asemenea, pe direcţia NV-SE a aliniamentelor structurale ce direcţionează orografia Munţilor Măcin. Mult mai îngustă şi mai stâncoasă, ea este alcătuită din epimetamorfite caledoniene (cuarţite, filite sericitoase), şisturi filitoase, calcare şi cuarţite siluriene şi din gresii, şisturi şi silicolite devoniene, dispuse sub forma unor benzi ce se succed de la NE spre SV. În continuare, spre SV, urmează Dealul Bujoarele, o asociere de vârfuri reziduale (Bujorul bulgăresc – 223 m, Bujorul românesc – 161 m) separate prin înşeuări largi (140-150 m), formate pe roci dure devoniene.

• *Măgurile reziduale*, rămase izolate pe laturile dunărene, vestică şi nordică, ale Munţilor Măcin, confirmă, pe de o parte afundarea şi continuarea structurilor dobrogene, iar pe de altă parte, existenţa unor inselberguri, acum acoperite parţial de cuvertura de loess, ce dominau întinsele suprafeţe de pedimentaţie formate în interiorul şi la periferia acestor munţi. De la nord la sud, acestea sunt: Cetatea Măcinului (42 m), pe granite paleozoice; Carcaliu (95 m),

pe magmatite paleozoice (porfire cuarţifere); Piatra Râioasă (98 m), pe cuarţite paleozoice; Igliţa (46 m), pe cuarţite siluriene; Iacobdeal (341 m), continuat spre Lunca Dunării cu Iglicioara Mare, pe granite paleozoice. În partea centrală a Depresiunii Cerna, se înalţă Piatra Roşie (209 m), alcătuită, de asemenea, din granite paleozoice.

Dintre inselbergurile aflate în Lunca Dunării şi care dovedesc continuarea pedimentelor periferice şi sub aluviunile acesteia (K. Peters, 1867) menţionăm: Popina Mare şi Popina Mică, pe granite şi porfire, în nordul fostului lac Crapina, Movila Balta şi Popina Ascunsă, în sudul acestuia, Blasova ( 43 m), pe gresii paleozoice (formaţiunea de Carapelit), situată la NE de satul Turcoaia.

• *Depresiunile marginale şi depresiunile interioare* păstrează, în general, aceeaşi orientare NV-SE, determinată de direcţionarea aliniamentelor structurale.

Depresiunile marginale dunărene sunt prezente atât în partea de vest, cât şi în partea de nord a Munţilor Măcin, unde asociaţiile de pedimente şi inselberguri le impun o anumită individualitate. Ele apar sub forma unor golfuri depresionare ce pătrund adânc în spaţiul montan al Măcinului, dar care se deschid larg, sub forma unor amfiteatre, către Lunca Dunării, unde se constituie într-o treaptă de pedimentaţie joasă, întreruptă din loc în loc de inselberguri (se înalţă deasupra cuverturii de loess). Între acestea sunt:

Depresiunea Luncaviţa (corespunde unui aliniament tectonic major) pătrunde în lungul văii cu acelaşi nume sub forma unui golf care separă Munţii Măcin de Podişul Niculiţel. Este alcătuită din asocierea unor pedimente laterale de vale, acoperite cu loess, care se continuă spre nord prin pedimentul Luncaviţei (50-60 m), acoperit cu loess, şi câteva inselberguri formate pe granite sau pe diabaze.

Depresiunea Jijilei are aspectul unui golf, alcătuit din pedimente laterale de vale (50-80 m) ce se extind tot mai mult către Balta Brăilei, pe care o domină cu 15-20 m.

Depresiunea Greci este formată din două golfuri principale care pătrund în lungul văilor Dumbrava şi Plopilor şi care separă Culmea Centrală a Măcinului de culmile vestice ale Pricopanului şi Meginei. Spre vest şi nord-vest se continuă cu câmpia marginală de pedimentaţie (20-40 m) dominată de inselberguri (Cetatea Măcinului, Carcaliu, Piatra Râioasă, Igliţa). Între Dealul Carcaliu şi Culmea Pricopanului se află lacurile sărate, Slatina şi Lacul Sărat, pe care Emm. de Martonnne (1922) le-a asemuit şoturilor nord-africane.

Depresiunea Cerna-Mircea Vodă este cea mai reprezentativă asociere de pedimente şi inselberguri situate pe latura vestică a Munţilor Măcin. Este alcătuită din două golfuri principale care pătrund digital în lungul văilor Iaila (la contactul cu Podişul Babadag) şi Cerna, ale căror pedimente laterale de vale se contopesc spre vest într-un pediment unitar, acoperit cu loess, care rămâne suspendat cu 25-30 m faţă de Lunca Dunării. Compartimentul sudic, Mircea Vodă, este dezvoltat la contactul dintre culmile muntoase paleozoice din

nord şi cele formate din calcare marnoase cretacice din Muchiile Cernei (Podişul Babadag). Acestea din urmă domină depresiunea printr-un abrupt de cuestă puternic fragmentat de torenţi. Ea are mai mult un caracter de depresiune de eroziune diferenţială. În schimb, compartimentul depresionar al Cernei, prin ramificaţiile ei dintre culmile Bujorului, Priopcea, Megina, Dălchii şi Iacobdealului, urmăreşte aliniamentele structurale şi tectonice ale Munţilor Măcin (N. Popescu, 1988).

• *Depresiunile interioare sau intracolinare* sunt situate în partea de sud-est a Munţilor Măcin. Cea mai reprezentativă este Depresiunea Taiţa superioară-Horia, care se dezvoltă pe un aliniament structural NV-SE ce se continuă din Depresiunea Luncaviţa. Aici are caracterul unui culoar tectono-eroziv, care se lărgeşte mult în extremitate sudică la contactul cu Podişul Niculiţel şi Podişul Babadag. Este alcătuită din lunci largi, continuate lateral prin pedimente acoperite cu o pătură de loess şi depozite loessoide care depăşeşte 10 m grosime (M. Ielenicz, Nela Burcea, 2000). Se ramifică în lungul văilor Islamul şi Lodzova, ultima axată pe aliniamentul tectonic impus de falia Luncaviţa-Consul.

***– Podişul Niculiţel.*** Reprezintă partea central-nordică a Podişului Dobrogei de Nord, fiind delimitată faţă de Munţii Măcin şi Dealurile Tulcei prin aliniamente tectono-structurale majore, bine reflectate în relief, respectiv faliile Luncaviţa-Consul, în vest, şi falia Isaccea-Posta-Nalbant, în est. Astfel, faţă de Munţii Măcin, limita urmăreşte extremitatea estică a depresiunilor Luncaviţa şi Taiţa superioară, înşeuarea de sub Dealul Bujorilor (352 m), valea largă a Lodzovei, apoi baza Dealului Consul (333 m) dinspre Podişul Babadag. Spre est, către Dealurile Tulcei, limita este marcată de Valea Adâncă, apoi de o denivelare tectono-erozivă, prin care culmile Podişului Niculiţel domină cu 80-100 m câmpia de pedimentaţie ce formează Depresiunea Nalbant. Faţă de Podişul Babadag, limita urmăreşte extremitate sudică a Depresiunii Izvoarele-Iulia, după care este marea înşeuare de eroziune diferenţială din partea sudică a Dealului Consul prin care se face legătura cu Depresiunea Taiţa superioară-Horia. În felul acesta, Dealul Consul este ataşat atât structural, cât şi geomorfologic Podişului Niculiţel.

Geologic, Podişul Niculiţel este alcătuit, în cea mai mare parte, din formaţiuni mezozoice (triasice), dar diferenţiate genetic. În nord, se află o stivă aproape continuă de roci magmatice efuzive – diabazele de Niculiţel, cărora le corespund în relief interfluvii cu aspect de platou, dominate de vârfuri sub formă de cupolă, iar în partea centrală şi sudică, se extind formaţiuni sedimentare triasice cutate – gresii, calcare, cuarţite, pe care s-a format un relief mai diversificat – culmi înguste, în lungul cărora se înşiruie vârfuri puţin înalte şi înşeuări, culmi rotunjite dominate de vârfuri convexe. Ele păstrează aceleaşi orientări tectono-structurale întâlnite şi în Munţii Măcin, adică direcţia generală NV-SE. Partea principală a Podişului Niculiţel se desfăşoară pe direcţie NV-SE între dealurile Cornetului (294 m) şi Trestenic (364 m). Se menţine la altitudini

de 280-300 m şi este alcătuită dintr-o succesiune de platouri şi culmi convexe, dominate de vârfuri conice sau rotunjite care depăşesc cu 30-50 m nivelul acestora (Cornetului – 294 m, Cocoşului – 282 m, Traian – 332 m, Dealul Mare-Niculiţel – 363 m, Trestenic – 364 m). Tot acest ansamblu poate fi reunit într-o subunitate aparte care păstrează pe un spaţiu relativ extins caracterele de podiş, şi anume *Podişul Niculiţel-Trestenic*. Între Dealul Cornetului şi Dealul Mare-Niculiţel acesta corespunde unui platou vulcanic format pe diabaze triasice, care se prelungeşte spre est şi în Dealul Sarica (293 m). Din Dealul Cornetului, situate în nord-vestul podişului, se ramifică radial culmi mai înguste cu altitudini de 200-250 m, cum sunt Gâlma Mare (230 m), formată pe granite paleozoice, şi culmile nordice Asan (203 m) şi Dealul lui Tefic (207 m), formate din diabaze. Din Dealul Mare-Niculiţel culmea principală se continuă spre SE prin Dealul Carpenului, care se ramifică de o parte şi alta a văii Cilicului prin două culmi – Dealul Mare-Cilic (317 m) şi Dealurile Trestenicului (364 m), formate pe roci sedimentare triasice, cu excepţia vârfului Edârlen (340 m), care corespunde unui sâmbure granitic.

Din Podişul Niculiţel-Trestenic se ramifică spre sud două culmi paralele, mai înguste, cu altitudini de 200-250 m, alcătuite dintr-o succesiune de „gâlme”, separate de înşeuări. Culmea de pe dreapta văii Alba se prelungeşte la sud de valea Taiţa cu Dealul Consul, corespunzător unei succesiuni de diabaze şi roci sedimentare triasice, redresate la verticală între două linii de falie. În schimb, pe stânga văii Alba, culmea este mult mai fragmentată şi neuniformă, fiind alcătuită din dealurile Stupăriei, Caracuş (240 m), Bujorului (228 m) şi Tătarului (218 m), formate pe calcare triasice şi care au aspectul unor inselberguri ce domină depresiunile Nalbant şi Alba-Izvoarele-Iulia. Aceste culmi, situate în partea SE a Podişului Niculiţel şi grupate de o parte şi alta a văii Alba, pot fi încadrate în denumirea *Dealurile Albei.* În lungul văii Alba şi în continuare, pe valea Taiţei, se conturează depresiunea tectono-erozivă Alba-Izvoarele-Iulia, ce se extinde către dealurile înconjurătoare prin pedimente laterale de vale acoperite cu loess.

Către NV şi NE, Podişul Niculiţel domină prin denivelări de 100-200 m golfurile depresionare Luncaviţa şi Isaccea-Niculiţel, care se extind ca trepte marginale de pedimentaţie, acoperite cu o cuvertură groasă de loess şi dominate, mai ales spre Lunca Dunării, de inselberguri.

***– Dealurile Tulcei.*** Reprezintă cea mai întinsă şi cea mai joasă regiune a Dobrogei de Nord. Altitudinea medie a Dealurilor Tulcei este de numai 64 m. Înălţimile sub 100 m ocupă circa 88% din suprafaţa acestora, iar celor de 200-270 m revenindu-le doar 0,04%.

Limita faţă de Dealurile Nalbant, urmează Valea Adâncă, pasul Sarica, apoi denivelarea tectono-erozivă care domină Depresiunea Nalbant la vest de localităţile Poşta, Trestenic şi Nicolae Bălcescu. Spre sud, între Nicolae Bălcescu şi Enisala, limita este clar exprimată în relief de frontul de cuestă al Podişului Babadag, care domină cu 150-200 m lunca Taiţei şi golful lacului

Babadag, după care, pe o linie mai sinuoasă, urmează ţărmul nord-vestic al lacului Razelm. În partea de est, Dealurile Tulcei se termină prin platoul Dunavăţ, care se înalţă faţă de câmpia deltaică a Dranovului prin maluri abrupte de loess doar cu 15-25 m. Spre nord, Dealurile Tulcei intră în contact direct cu Lunca şi Delta Dunării printr-o denivelare tectono-erozivă de 200-50 m ce urmăreşte falia Sfântu Gheorghe-Tulcea-Galaţi.

Dealurile Tulcei sunt rezultatul unei îndelungate activităţi de modelare a agenţilor externi, în urma căreia s-a format un relief de dealuri joase, mărginite de versanţi prelungi, cu pante reduse, din asocierea cărora au rezultat câmpii de pedimentaţie dominate de martori de eroziune, tociţi, cu aspect insular şi înecaţi în propriul detritus sau în cuvertura de loess. Procesele reliefogene, care au început la sfârşitul jurasicului, acum 140-150 mil. ani, s-au desfăşurat pe o cuvertură sedimentară triasică (conglomerate, gresii cuarţitice, calcare) şi jurasică (gresii, argilite) slab cutată. Formaţiunile jurasice, care acoperiseră toată stiva de roci triasice, se mai păstrează doar insular, în axul unor sinclinale, unde formează câteva înălţimi ce depăşesc cuvertura de loess (Colina Tabon 114 m, Colina 120 m, Movila Retezată 85 m), dintre acestea cea mai însemnată fiind Denistepe (267 m), care are şi cea mai mare înălţime a Dealurilor Tulcei.

Caracteristicile principale ale reliefului Dealurilor Tulcei sunt insularitatea masivelor deluroase cu altitudine relativ mică, sub 250 m (P. Coteţ, 1973), extinderea mare a câmpiilor de pedimentaţie acoperite de loess, care pătrund mult, sub formă de golfuri, în interiorul dealurilor, dar şi scăderea altimetrică în dublu sens, spre sud către Valea Taiţei şi laguna Razelm şi spre est, prin peninsula Dunavăţ, către câmpia deltaică a Dranovului, de la 200-220 m până la 10-30 m. Gh. M. Murgoci (1912) explică această particularitate a Dealurilor Tulcei de „coline şi gâlme neînsemnate şi neînlănţuite în catene caracteristice” prin cutarea „mai liberă” a formaţiunilor triasice şi jurasice comparativ cu cele din Podişul Niculiţel. Înclinarea generală de la nord la sud şi plasarea cumpenei de ape în dealurile nordice au impus reliefului o netă asimetrie, marcată şi de caracterul văilor care îl fragmentează. Pe latura nordică, unde versantul dunărean este scurt şi puternic înclinat, s-au format doar bazine torenţiale mici cu pantă mare (10-15%), care au impus şi fragmentarea mai accentuată a reliefului. Multe dintre acestea au depăşit, prin eroziune regresivă, linia marilor înălţimi şi au impus cumpenei de ape o formă sinuoasă. În schimb, spre sud, s-au format bazine hidrografice mai mari (Valea Nalbantului, Teliţa, Agighiol, Valea Nucarilor), ale căror văi sunt însă largi, cu pante reduse (0,3-0,5%), versanţi prelungi şi puţin înclinaţi.

Dealurile Tulcei au aspectul de „dealuri” relativ fragmentate numai când sunt privite dinspre Lunca şi Delta Dunării. Atunci, în prim-plan, apare versantul dunărean al acestora, a cărei amplitudine altimetrică este de 150-200 m, în partea vestică şi centrală, şi numai de 50-70 m, în extremitatea estică.

Caracteristica principală o constituie însă marea uniformitate a reliefului înregistrată la nivelul general al acestei unităţi. Acest fapt rezultă şi din predominarea pantelor mai mici de 10º (85%) şi a energiei de relief cu valori sub 50 m (aproape 60%). Pantele peste 10º sunt frecvente pe versantul dunărean şi în jurul vârfurilor şi culmilor reziduale (inselbergurilor).

Deşi relativ uniform, relieful prezintă şi o anumită diversitate impusă de altitudine, orientarea şi etajarea platourilor, treptelor de pedimentaţie, dar mai ales de frecvenţa, forma şi distribuirea spaţială a vârfurilor şi culmilor reziduale, acestea din urmă impunându-se în peisajul geomorfologic. Din asocierea regională a culmilor, vârfurilor, platourilor, treptelor şi câmpiilor de pedimentaţie, în cuprinsul Dealurilor Tulcei se conturează două mari trepte de relief: dealurile şi platourile relativ înalte, grupate în partea nordică şi centrală, şi platourile joase şi câmpiile, mult extinse în estul, sudul şi sud-vestul Dealurilor Tulcei.

• *Dealurile şi platourile relativ înalte*, cu altitudini între 130 şi 200 m, ocupă partea nordică şi centrală a Dealurilor Tulcei, în cadrul lor individualizându-se Dealurile Parcheş-Malcoci şi Colinele Beştepe-Cairacele, situate pe latura dunăreană şi Colinele Uzum-Găvanele, situate în partea centrală.

Dealurile Parcheş-Malcoci, cuprinse între localităţile cu acelaşi nume, sunt mult mai extinse şi unitare. Culmea principală are aspectul unui platou uşor convex, ondulat, cu multe înşeuări largi ce separă înălţimile dominante, cu aspect de cupolă, ale căror altitudini se menţin între 150 şi 200 m – Stânca Mare (205 m), Movila Săpată (225 m), Cartalu (159 m), Câşla (179 m), Mineri (179 m), Marca (207 m), Malcoci (152 m). Cu excepţia vârfului Câşla (179 m), ce corespunde unui petic de diabaze mezozoice, şi a dealurilor Mineri (179 m) şi Redi (205 m), formate pe filite şi cuarţite proterozoice, tot ansamblul colinar este alcătuit din calcare şi marno-calcare triasice. Din culmea principală, bine netezită şi relativ uniformă, se desprind spre nord culmi secundare înguste, dominate uneori de vârfuri reziduale, ce coboară în trepte (majoritatea sunt pedimente acoperite cu depozite loessoide), către Lunca şi Delta Dunării. Spre sud, domină cu 50-80 m câmpia de pedimente a Depresiunii Nalbant.

Colinele Beştepe-Cairacele sunt cuprinse între aliniamentele Malcoci-Valea Nucarilor şi Culoarul Beibugeacului, dintre Murighiol şi Sarinasuf. Cea mai mare parte a acestei subunităţi corespunde unui întins platou (asociaţii de pedimente) alcătuit din două trepte diferenţiate altimetric: platoul Prislop-Tăuşan (120-130 m), dominat de vârful rezidual Beilia Mare (201 m), şi platoul Cairacele-Duna (50-80 m), drenat de văile Beştepe şi Marcului şi dominat spre nord de culmea reziduală a Beştepeului (242 m), alcătuită din formaţiuni devoniene (gresii, calcare, silicolite), iar spre sud, de „măgurile înşinate” ale Cairacelor (cu altitudini de 100-120 m), formate pe calcare triasice.

Cu excepţia vârfurilor şi culmilor reziduale, întregul platou este acoperit cu o cuvertură groasă de loess.

Colinele Uzum-Găvanele apar ca o prelungire spre sud a culmii principale nordice, situându-se în partea centrală a Dealurilor Tulcei, unde domină prin înălţimile lor de 100-220 m (Redi 205 m, Uzum 223 m, Pietriş 170 m, Furca Dealurilor 168 m, Găvana Mare 167 m, Dealul Pietros 206 m) regiunile mai coborâte şi mai netede din vest (Depresiunea Nalbant), sud (Câmpia Sarichioi) şi est (Câmpia şi golful depresionar Agighiol-Valea Nucarilor). Culmile şi vârfurile reziduale alcătuite din roci sedimentare triasice, stâncoase şi neacoperite de loess, se înscriu pe trei aliniamente aproape paralele separate de văile Cazangia şi Cataloi.

• *Platourile joase şi câmpiile* formează cea mai mare parte a Dealurilor Tulcei, ele constituindu-se ca trepte de relief mai coborâte (2-150 m) ce mărginesc dealurile şi platourile mai înalte din regiunea centrală şi nordică. Ele includ cele mai întinse şi tipice suprafeţe de pedimentaţie (80-150 m) din Podişul Dobrogei de Nord, care sunt continuate de lacurile Babadag şi Razelm prin câmpii joase (2-50 m), reprezentate prin pedimente marginale sau terase de abraziune acoperite cu nisipuri şi loess. Aceste două trepte de relief, diferenţiate altimetric şi genetic, se regăsesc, cu ponderi diferite, în toate subunităţile sudice şi estice ale Dealurilor Tulcei: Depresiunea Nalbant, Câmpia Sarichioi, Câmpia şi golful depresionar Agighiol-Valea Nucarilor, Câmpia Sarinasuf şi Platoul Dunavăţ.

• *Depresiunea Nalbant*, situată în partea de sud-vest a Dealurilor Tulcei, este bine delimitată de Podişul Niculiţel (vest), Podişul Babadag (sud), Dealurile Parcheş-Malcoci (nord) şi Colinele Uzum-Găvanele (est), ultimile două subunităţi aparţinând reliefului mai înalt din Dealurile Tulcei. Între aceste dealuri înalte (200-250 m), Depresiunea Nalbant, cu o suprafaţă de peste 400 km$^2$, are aspectul unei câmpii ce coboară în trepte spre sud-est şi sud, spre văile Taiţa, axul hidrografic al depresiunii, şi Teliţa, care formează limita cu Podişul Babadag. Acest caracter de câmpie joasă intracolinară rezultă şi din parametrii săi morfometrici: 85% altitudini sub 100 m, aproape 88% din suprafaţa depresiunii are valori de energie de relief sub 50 m, iar pantele mai mici de 5° deţin aproape 80% (M. Ielenicz, 1995). De aceea, în ansamblul său, Depresiunea Nalbant este considerată o „câmpie sculpturală cu aspect de pediplenă şi martorii de eroziune de tipul inselbergurilor” (P. Coteţ, 1960, p. 47). Gr. Posea (1983, p. 119) consideră că „Depresiunea Nalbant s-a individualizat, în interiorul vechiului podiş, dintr-un proces avansat de pedimentare, care pare să fi fost favorizat şi de o fâşie sinclinală N-S, pe care se aflau gresii şi argilite jurasice”. În cadrul depresiunii, M. Ielenicz (1995) identifică două trepte de pedimentaţie, una situată la altitudini de 120-180 m, care se constituie ca treaptă intermediară între suprafaţa podişului şi fundul depresiunii, alta situată la altitudini sub 100 m, respectiv „suprafaţa de pedimentaţie acoperită cu loess şi depozite loessoide”, care coboară până la nivelul lacului Babadag. Toate aceste pedimente sunt dominate de inselberguri,

dintre care cele mai proeminente sunt Denistepe (267 m), Colina (120 m), Martazău (120 m), Colina de Lut (145 m), Caratepe (180 m).

– ***Câmpia fluvio-lagunară.*** În nordul lacurilor Babadag şi Razelm, se desfăşoară un relief jos, cu altitudini de 2-60 m, alcătuit dintr-o asociere de platouri tabulare sau uşor înclinate (pedimente) şi câmpii joase, litorale, toate acoperite cu loess. Câmpia litorală din nordul lagunei Razelm, cu altitudini de 5-8 m, este interpretată de C. Brătescu (1928) drept o terasă de abraziune pleistocenă. P. Coteţ, P. Gâştescu şi I. Ilie (1962) consideră că ele formează, în ansamblul lor, o „câmpie piemontană loessoidă" situată „la piciorul dealurilor, al inselbergurilor ce o domină din nord şi vest", în cadrul căreia „cu greu se pot distinge treptele de abraziune şi acumulare cu diferite altitudini, din cauza depozitelor loessoide deluvio-proluviale, care mulează totul …." (*op. cit.*, pp. 112-113). În cadrul acestei trepte marginale pot fi conturate mai multe sectoare ale căror caracteristici relevă complexitatea lor morfogenetică.

Câmpia Sarichioi are forma unui promontoriu cu lăţimi de 2,5-3 km, ce se prelungeşte între lacurile Babadag şi Razelm, în jurul cărora formează faleze tăiate în loess, cu înălţimi de 5-10 m. La nord de aliniamentul satelor Zebil-Sarichioi, altitudinile depăşesc 20 m, ajungând în apropierea dealurilor Găvana Mare (167 m) şi Toximin (117 m), la altitudini de 50-70 m, către care trecerea se face prin intermediul unor glacisuri de versant acoperite de depozite deluvio-proluviale. Acest pediment marginal, din cuprinsul căruia se înalţă câteva inselberguri teşite, acoperite cu loess (Piatra Luciei – 68 m, Mgr. Zebil – 43 m, Dealul Buroncului – 29 m ş.a.), ocupă o poziţie intermediară între Colinele Uzum-Găvanele şi câmpia marginală loessoidă; se prelungeşte pe sub depozitele loessoide şi lacustre până în insula Grădiştea (inselberg format din roci sedimentare triasice).

Câmpia şi golful depresionar Agighiol-Valea Nucarilor formează un sector mai complex, dar care, în general, păstrează caractere asemănătoare celui anterior. În partea de sud se dezvoltă o treaptă marginală mai joasă (3-20 m), fragmentată de depresiunile lacustre Agighiol şi Calica, în ale căror faleze au fost identificate depozite loessoide argiloase (P. Coteţ, P. Gâştescu şi I. Ilie, 1962). Spre nord, câmpia marginală pătrunde în lungul văilor Agighiol şi Nucarilor sub forma unui golf depresionar, ale cărui pedimente laterale, acoperite şi ele cu loess, ajung la altitudini de 60-100 m. Acestea fac racordul cu dealurile mai înalte ce delimitează golful depresionar spre vest (dealurile Piatra lui Platon – 131 m, Pietros – 206 m, Pietriş – 170 m), nord (Marca – 207 m, Malcoci – 152 m) şi est (Tăuşan – 118 m, Movila Retezată – 86 m).

Câmpia Sarinasuf este cel mai jos compartiment din cuprinsul câmpiilor marginale din partea de sud a Dealurilor Tulcei, altitudinile sale menţinându-se între 2 şi 20 m. Spre nord este delimitată de dealurile Cairacele

şi Vârtop printr-o denivelare de 50-60 m, interpretată de P. Coteţ, P. Gâştescu şi I. Ilie (1962) ca fiind o veche faleză pleistocenă.

Culoarul Beibugeacului se află în vestul câmpiei litorale, între Murighiol şi Sarinasuf, care se constituie ca o regiune mai coborâtă (7-10 m) prin care sunt legate între ele cele două mari unităţi: Delta Dunării, în nord, şi Razelmul, în sud. Gh. Munteanu Murgoci (1912), care îl semnalează pentru prima dată, l-a considerat un vechi braţ al Dunării ce se dirija către golful Razelm, iar Platoul Dunavăţului, rămas izolat în partea sa estică, a fost identificat cu insula Peuce, amintită de Herodot. În schimb, C. Brătescu (1928, p. 23) l-a interpretat ca fiind „un vechi braţ de mare care izola de restul Dobrogei micile coline din capătul peninsulei Dunăvăţul". P. Coteţ, P. Gâştescu şi I. Ilie (1962) admit şi ei că, la sfârşitul Pleistocenului sau începutul Holocenului, a existat o legătură între apele din cuprinsul Deltei Dunării şi cele din Depresiunea Razelmului, care au săpat acest culoar în depozitele de loess şi în nisipurile din bază. Ulterior, sub acţiunea proceselor de acumulare eoliană şi a celor de tasare, în lungul acestui culoar au fost separate mai multe depresiuni, în care s-au format lacurile sărate Murighiol, Sărăturii şi Beibugeac, a căror suprafaţă totală este de 23 ha. Către ele se scurg apele provenite de pe versanţii sud-estici ai dealurilor Vârtop şi Duna şi din partea central-vestică a Platoului Dunavăţ, constituindu-se astfel ca o depresiune endoreică; spre lacuri este drenată o suprafaţă de uscat de aproape 33 km$^2$ (Elena Aurelia Ivanciu, 2000).

Platoul Dunavăţului formează extremitatea estică a Dealurilor Tulcei şi are aspectul unei peninsule încadrate de depresiunile fluvio-lacustre ale Deltei Dunării şi lacului Razelm, faţă de care se delimitează prin denivelări de 20-40 m. Altitudinile absolute au valori de 10-15 m, la contactul cu depresiunile lacustre şi deltaice, şi 45-75 m, în colinele (inselbergurile) situate pe latura nordică (alcătuite din calcare triasice – Murighiol, 75 m, Dunăvăţul de Sus, 51 m) şi sudică (formate din calcare jurasice – Cetatea Japorojeni, 75 m). Platoul central, cu altitudini de 20-30 m, este alcătuit dintr-un relief de dune, cu înălţimi de 8-10 m, alungite predominant pe direcţia NNV-SSE.

***– Podişul Babadag.*** Este singura subunitate a Dobrogei de Nord care se întinde între Dunăre şi lacul Razelm, fiind bine delimitată de regiunile vecine prin aliniamente morfohidrografice, tectonice şi structuralo-petrografice ce păstrează orientarea generală pe direcţia NV-SE. În nord, depresiunile Cerna, Horia şi Izvoarele-Iulia, ultimile două situate pe valea Taiţei, continuate prin valea inferioară a Taiţei, şi golful lacului Babadag separă Podişul Babadag de Munţii Măcin, Podişul Niculiţel şi Dealurile Tulcei. Spre sud, către Podişul Dobrogei Centrale (Podişul Casimcei), limita urmăreşte aliniamentul tectonic stabilit de L. Mrazec (1910) şi R. Pascu (1910), respectiv falia Peceneaga-Camena, în lungul căreia s-au axat valea Aiormanului (cu depresiunea tectono-eroziv a Dorobanţului), cursul superior al văii Slava Rusă, curmătura adâncă dintre

dealurile Camena (212 m) şi Sacar-Bair (260 m), apoi cursul inferior al Slavei şi golful lacului Ceamurlia.

Podişul Babadag, care are un fundament hercinic şi chimeric, se dezvoltă în cea mai mare parte a sa pe o cuvertură sedimentară de vârstă Cretacic superior, alcătuită din calcare grezoase, calcare marnoase şi conglomerate dispuse într-un larg sinclinoriu orientat NV-SE şi urmat de văile Slava Rusă şi Slava Cercheză. Acestea drenează cea mai mare parte a podişului. Eroziunea, care a început imediat după exondarea regiunii la sfârşitul Cretacicului (acum circa 50-60 milioane ani), a scos la zi roci mai vechi, cum sunt porfirele cuarţifere şi granitele alcaline paleozoice ce intră în alcătuirea platoului dintre Cârjelari şi Atmagea. Aici sunt şi cele mai mari înălţimi ale Podişului Babadag (dealurile Cârjelari sau Secarul 401 m şi Ţuguiata 400 m).

Gh. M. Murgoci (1912) crede că aceste dealuri, singurele care se înalţă deasupra podişului cretacic, funcţionau, probabil ca insule şi în interiorul mării cretacice.

Pe suprafeţe restrânse mai apar la zi calcare triasice (pe versantul stâng al văii Slava Rusă între localităţile Fântâna Mare şi Slava Rusă, pe versantul drept al văii Taiţa în jurul localităţii Nicolae Bălcescu şi aval de Mihai Bravu, sau cele din lungul ţărmului lacului Razelm între cetatea Heracleea şi Capul Iancila).

Datorită omogenităţii litologice, Podişul Babadag reprezintă cea mai unitară şi masivă regiune a Dobrogei de Nord, în cadrul căreia , datorită cutării cuverturii cretacice, relieful structural este bine reprezentat prin cueste şi suprafeţe structurale. Cele mai mari înălţimi (300-400 m), se găsesc în partea de NV, a podişului, de unde scad spre SE (sub 300 m), ajungând în Capul Iancila şi Capul Dolojman la altitudini de 30-80 m, iar pe ţărmurile joase loessoide dintre Ceamurlia de Jos şi Jurilovca doar la 5-10 m. În ansamblu, este un podiş fragmentat de văile longitudinale ale Slavei Ruse şi Slavei Cercheze. Doar Slava Rusă are un scurt sector de vale transversală, înainte de confluenţa cu Slava Cercheză, în nord-vestul Dealului Comena, unde intersectează axul sinclinalului din partea de sud a podişului. Cuvertura slab cutată a formaţiunilor cretacice a impus şi formarea unui relief structural reprezentat mai ales prin frontul de cuestă din Muchiile Cernei, frontul de cuestă de pe dreapta văii Slava Cercheză şi frontul de cuestă ce se înalţă în sudul localităţilor Babadag şi Enisala. Între Capul Stâncii (87 m) şi Capul Dolojman s-a format o faleză lacustră tăiată în roci dure triasice şi cretacice ce domină prin abrupturile stâncoase, înalte de 30-40 m, lacul Razelm. Cele două capuri: Iancila şi Dolojman sunt separate de un golf mai mic.

În ansamblul geomorfologic al Podişului Babadag pot fi conturate trei trepte principale de relief, diferenţiate altimetric şi genetic: podişul propriu-zis, cu înălţimi de 130-400 m, depresiunile intradeluroase şi câmpurile marginale ce coboară până la 5-30 m.

***– Podişul Babadag propriu-zis.*** Este alcătuit din platouri interfluviale şi culmi ce formează treapta cea mai înaltă a regiunii. Se individualizează un interfluviu principal ale cărei înălţimi coboară de la NV către SE şi care poate fi urmărit din Muchiile Cernei până la Capul Iancila. El separă văile Iaila şi Teliţa de Aiorman şi Slava. Forma sinuoasă a interfluviului (coeficient de sinuozitate 2,5), mulţimea vârfurilor şi înşeuărilor din lungul său sunt rezultatul extinderii mai mari a bazinelor torenţiale (Idinilor, Balar Bair, Batacali Alcea) de pe dreapta râului Taiţa şi a eroziunii diferenţiale. În cuprinsul podişului pot fi separate trei subunităţi:

Podişul Slavelor, care formează jumătatea nord-vestică şi cea mai înaltă (300-400 m) a Podişului Babadag; se extinde spre SE până la aliniamentul mai coborât al depresiunilor Mihai Bravu-Slava Cercheză-Slava Rusă, fiind format din trei culmi principale ce se ramifică din platoul vulcanic Ţuguiata (400 m)-Cârjelari (401 m), respectiv Muchiile Cernei-Dealul Fetei, dezvoltate pe flancul nordic al sinclinoriului, cu un front de cuestă bine exprimat către depresiunile Cerna-Mircea Vodă (Iaila) şi Horia, Culmea Slavei Cercheze (La Piramidă – 342 m), în partea centrală, şi Dealul Ciucurovei (vârful Parchetului – 358 m, Dealul Mare – 398 m), un sinclinal suspendat cu fronturi de cuestă către văile Slava Cercheză şi Slava Rusă.

Dealurile Babadagului, între culoarul depresionar Mihai Bravu-Slava Rusă şi Dealul Cartalului (218 m), cu înălţimi de 150-250 m, formate dintr-un compartiment nordic mai coborât (100-200 m), o treaptă marginală de pedimentaţie reprezentată prin dealurile Asmalar (197 m), Coasta, Lanburlud (186 m) şi Suhatului, ce domină printr-un prim front de cuestă Balta Toprachioiului şi Lacul Babadag, şi un compartiment mai înalt (200-250 m), marcat de dealurile Carada (272 m), Dadovarul, Drăgaica (222 m) şi Cartalul (218 m), ce formează al doilea front de cuestă care se înalţă cu 60-100 m deasupra compartimentului nordic şi din care se desprind spre sud platouri structurale (El Bair – 144 m, Acairac – 140 m, Vişina – 97 m) ce coboară către depresiunea marginală a Ceamurliei.

Dealurile Enisala, situate în extremitatea sud-vestică a Podişului Babadag , care se constituie ca o treaptă marginală de pedimentaţie cu înălţimi de 60-150 m prelungită sub forma unor pinteni până în Capul Iancila şi Capul Dolojman.

• *Depresiunile interioare, intracolinare*, s-au format îndeosebi prin eroziune diferenţială, fiind alcătuite din pedimente laterale de vale acoperite cu depozite loessoide. Mai importante sunt depresiunile Atmagea, Slava Cercheză şi Slava Rusă, în partea centrală a Podişului Babadag, apoi depresiunile Idinilor, Mihai Bravu, Babadag şi Enisala, care pătrund sub formă de golfuri în interiorul podişului şi se deschid către valea Taiţa şi lacul Babadag sub forma unor pedimente joase acoperite de glacisuri loessoide. În partea de NV, în lungul văii Aiormanului, se dezvoltă depresiunea Dorobanţu, care pătrunde sub formă de

golf la contactul dintre Podişul Babadag şi Podişul Casimcei. Pe lângă caracterul tectonic impus de falia Peceneaga-Camena, care îi conferă direcţia NV-SE, depresiunea are şi un pronunţat caracter de eroziune diferenţială, ea formându-se la contactul dintre calcarele cretacice şi şisturile verzi. Pedimentele laterale de vale din lungul Aiormanului se deschid larg într-o treaptă marginală de pedimentaţie, acoperită cu depozite loessoide, ce domină Lunca Dunării cu 15-20 m.

• *Câmpurile marginale* au o mare extindere în partea de SE a Podişului Babadag, unde suprafeţele joase de pedimentaţie, acoperite cu depozite loessoide, coboară şi se deschid larg către lacul Razelm.

Aceste câmpii marginale de pedimentaţie cu altitudini de 10-50 m – Ceamurlia de Jos şi 6 Martie – pătrund sub formă de golfuri largi în interiorul dealurilor.

### *1.2. Podişul Dobrogei Centrale (Podişul Casimcei)*

Este singura şi cea mai veche unitate morfostructurală din România al cărei relief tipic de podiş (platouri puţin fragmentate) a rezultat prin erodarea până la peniplenizare a unui orogen, ajuns în stadiu de cratonizare încă de la începutul Paleozoicului. Extinderea mare a formaţiunilor şisturilor verzi a contribuit în mare măsură la formarea pe suprafeţe extinse a unui relief relativ omogen şi uniform, în interiorul căruia văile foarte largi şi puţin adâncite au creat denivelări nesemnificative. Doar mişcările epirogenetice, în special cele postcretacice, diferenţiate în ansamblul Podişului Dobrogei, precum şi nivelele de bază stabilite în bazinele Getic şi Pontic, au impus unele diferenţieri în adâncirea şi dinamica văilor surprinse mai ales pe laturile dunăreană şi maritimă ale podişului. Marea uniformitate geomorfologică a Podişului Dobrogei Centrale mai este întreruptă de prezenţa, pe spaţii restrânse, a formaţiunilor de calcare jurasice care se impun printr-un relief mai înalt şi mai accidentat. Tipice sunt masivele calcaroase discontinui de pe aliniamentul Tichileşti-Stupina-Crucea-Gălbiori, dar mai ales bara calcaroasă din lungul văii Casimcea şi din nordul lacului Taşaul. Insula Ada, din lacul Taşaul, este alcătuită tot din calcare jurasice. Unele denivelări ale reliefului au fost estompate de cuvertura depozitelor loessoide, a căror grosime ajunge până la 40 m. În schimb, acestea au favorizat accentuarea proceselor de ravenare, sufoziune şi tasare foarte frecvente atât pe versantul dunărean, cât şi pe versanţii văilor din partea centrală a podişului. P. Coteţ (1960) consideră Podişul Dobrogei Centrale ca fiind „o câmpie înaltă peneplenizată, cu aspect de podiş larg bombat, dezvoltată pe şisturi verzi, cu clipe de calcare, acoperită în bună parte de loess, cu văi evazate şi intens acumulate” (*op. cit.*, p. 47).

Dacă în partea de Nord, către Podişul Babadag, aliniamentul tectonic major al faliei Peceneaga-Camena este bine marcat în relief (vezi limita sudică a

Podişului Babadag), spre sud, către Podişul Dobrogei de Sud, falia Capidava-Ovidiu, care reprezintă o limită tectono-structurală clară a Podişului Dobrogei Centrale, nu mai constituie şi o limită geomorfologică la fel de evidentă. Spre deosebire de Podişul Dobrogei de Nord, unde angajamentele orohidrografice şi limitele dintre subunităţile de relief sunt dirijate în cea mai mare parte a lor de aliniamentele tectonice şi structurale, aici, în Podişul Dobrogei Centrale, se constată o evidenţă discordantă între orientarea reţelei hidrografice şi liniile tectonice. Excepţie face doar cursul inferior al Casimcei, care urmăreşte frontul de cuestă format pe flancul nord-estic al sinclinalului de calcare jurasice, având deci pe acest segment cu orientare NV-SE o determinare structurală. Este motivul pentru care, probabil, V. Mihăilescu (1966) şi V. Tufescu (1974) consideră drept limită între cele două unităţi cuesta de pe dreapta văii Casimcea care se prelungeşte spre nord-vest până aproape de Dunăre, înglobând astfel masivele de calcare jurasice dintre Topalu şi Taşaul la Podişul Dobrogei de Sud. Bara calcarelor jurasice de pe dreapta văii Casimcea, corespunzătoare unei structuri sinclinale, cât şi masivelor calcaroase dunărene dintre Tichileşti şi Gălbiori nu poate fi încadrată nici geologic, nici geomorfologic Podişului Dobrogei de Sud. Deci limita Podişului Dobrogei Centrale trebuie trasată în partea sudică a acestora, aşa cum rezultă şi din hărţile întocmite de I. Rădulescu (1965), Gr. Posea şi L. Badea (1984). Pe direcţia faliei Capidava-Ovidiu, limita sudică a Podişului Dobrogei Centrale poate fi trasată pe aliniamentul localităţilor Vlad Ţepeş, Dorobanţu, Nicolae Bălcescu şi Mihail Kogălniceanu, situate în bazinele de obârşie ale văilor Siliştea, Dorobanţu, Ţibrinului şi Cabul, mult lărgite în spatele calcarelor jurasice intersectate de acestea. De fapt, bazinele torenţiale amintite formează o nouă generaţie de văi, toate dirijate către Dunăre şi culoarul depresionar Carasu, dar şi cu orientare perpendiculară faţă de valea Casimcea.

Relieful Podişului Dobrogei Centrale corespunde în ansamblul său unei peneplene policiclice şi poligenetice a cărei modelare a început odată cu Paleozoicul. Această întinsă câmpie de eroziune a fost fragmentată de o reţea hidrografică dirijată către Dunăre sau Marea Neagră şi transformată într-o succesiune de dealuri şi platouri, relativ uniforme prin netezimea lor, care se înalţă deasupra albiilor râurilor actuale doar cu 40-80 m. Mişcările epirogenetice de înălţare, mai accentuate în partea nordică, în lungul faliei Peceneaga-Camena, dar şi cele de coborâre mai accentuate spre Câmpia Română şi bazinul Mării Negre, au influenţat atât orientarea reţelei de văi şi a interfluviilor care le separă, cât şi valorile altimetrice ale podişului. Cele mai mari înălţimi, peste 300 m se găsesc în culmile şi platourile nordice: Dorobanţu, 332 m; Ozângile, 341 m; La Pandelă, 395 m; Ciolpan, 364 m; Sacar Bair, 333 m; Altân Tepe, 320 m; Osâmbei, 332 m; Corugea, 315 m; Piatra Bălană, 329 m. Aici îşi au obârşiile principalele bazine hidrografice şi, tot aici, se află locul de unde începe dirijarea radiară a acestora (Roştilor spre vest, Topolog spre sud-vest, Casimcea spre sud, Hamangia spre sud-est). Culmile şi platourile centrale care

delimitează bazinul hidrografic al Casimcei scad altimetric spre sud şi sud-est (de la 350 m în nord, la 200-250 m în partea centrală, apoi 100-150 m în segmentul inferior al bazinului). Din culmile centrale, care delimitează bazinul superior al Topologului şi Casimcei, se desprind lateral platouri tot mai largi, care se îmbină spre vest într-o treaptă dunăreană, iar spre est într-o treaptă maritimă, ambele cu altitudini de 30 până la 100-120 m. Astfel, în cadrul Podişului Dobrogei Centrale, ca unitate geomorfologică majoră şi unitară, se conturează trei trepte de relief: *Podişul Central al Casimcei, Podişul marginal dunărean şi Podişul marginal maritim*. Între ele nu se constată limite altimetrice sau morfogenetice precise, pentru că trecerea de la culmile mai înalte ale podişului către platourile marginale se face prin planuri de racord prelungi, unitare sau în trepte cu dimensiuni reduse, integrate într-o pantă generală de 1-3%.

– ***Podişul Central al Casimcei.*** Include culmile şi platourile uşor convexe, uneori sub forma unor domuri largi separate de înşeuări largi, situate în partea nordică, unde formează interfluviile către bazinele hidrografice ale Aiormanului şi Slavei, şi în partea centrală a podişului, unde constituie interfluviile principale din bazinele hidrografie ale Topologului şi Casimcei. Reprezintă treapta cea mai înaltă a podişului, cu înălţimi ce scad de la 300-350 m, în nord, la 125-150 m, în sud. Se impune netezimea culmilor, corespunzătoare şisturilor verzi, crestele înguste şi ţancurile stâncoase cu înălţimi de câţiva metri formate pe filoanele cuarţitice, care local sunt numite colţoane (Colţanul Dulbonci, Colţanul Mare, Colţanii de Piatră). Pe unele sectoare, văile puternic adâncite în masa şisturilor verzi capătă aspect de canion, aşa cum este Valea Topologului, între Haidar şi Calfa. La obârşia Topologului, amonte de sectorul de valea în canion, se conturează Depresiunea Topolog-Sâmbăta Nouă, relativ înaltă (200-250 m), redusă ca suprafaţă, şi în care se impun versanţi prelungi, cu pante reduse, de tipul glacisurilor de eroziune. Baza calcarelor jurasice, prezente în extremitatea sudică a podişului, introduce în peisajul geomorfologic o notă cu totul aparte, ce contrastează cu imaginea de ansamblu a acestuia.

Pe latura dunăreană a podişului, se află *dealurile Bălbăgeştilor* (N. Basarabeanu, 1971), cu aspectul unor „munţi" în miniatură (Movila cu Var – 190 m, Stupina – 235 m, Băltăgeşti – 205 m, Gălbiori – 186 m), a căror individualitate este şi mai bine pusă în evidenţă către latura lor de nord, unde domină cu 80-120 m depresiunile de eroziune diferenţială Stupina-Crucea-Gălbiori, formate în spatele culmii calcaroase. Această bară calcaroasă este intersectată de văile Stupina, Băltăgeşti şi Gălbiori, care, pe segmente de 0,5-1 km, formează chei cu caracter epigenetic.

Pe latura maritimă, către sud-est, între localităţile Cheia şi Piatra, versantul drept al văii Casimcea corespunde unui front de cuestă, tăiat în flancul nord-estic al sinclinalului de calcare jurasice ce domină albia râului cu 80-100 m.

Intersectarea barei calcaroase a determinat formarea de chei în lungul văilor Sitorman, Gura Dobrogei (unde este şi peştera cu acelaşi nume) şi Valea Seacă. Partea superioară a frontului de cuestă este continuată, pe o lăţime de 3-4 km, de un platou calcaros, din care se înalţă câteva vârfuri. Pe versanţii cheilor Valea Seacă (Cheia) şi Gura Dobrogei, eroziunea diferenţială a pus în evidenţă măguri inelare, uneori golite la mijloc, cu diametre de 25-50 m (bioherme), ce relevă natura coraligenă a calcarelor de aici (N. Orghidan, 1967).

Versantul stâng al văii Casimcea, opus frontului de cuestă, este prelung, are pante reduse (2-3%) şi aspectul unui glacis de eroziune, acoperit în întregime cu depozite loessoide, prin el făcându-se racordul între albia râului şi platoul interfluvial. Din zona de convergenţă a pâraielor Cartal şi Râmnic cu râul Casimcea, spre sud-est, se conturează astfel o vale asimetrică largă, cu aspect depresionar, ce se deschide către golful lacului Taşaul şi treapta marginală maritimă.

– ***Podişul marginal dunărean.*** Este reprezentat de o fâşie relativ îngustă, de 10-11 km, şi este format dintr-o succesiune de platouri acoperite cu o cuvertură groasă de depozite loessoide, cu altitudini de 60-130 m. Domină Lunca Dunării printr-un mal abrupt, cu amplitudini de 30-60 m. Către Podişul Central al Casimcei, trecerea se face treptat, printr-un nivel intermediar de 120-130 m. Această limită estică este marcată şi de conturarea unei noi generaţii de văi. Cu excepţia Topologului, toate îşi au obârşia la marginea estică a podişului (Hogei, Roştilor, Nămaleşti, Chichirgeau, Stupina, Dunărea).

În partea nordică, Podişul marginal dunărean este reprezentat printr-o treaptă joasă (platou) (Măgurele), sculptată în şisturi verzi, în lungul dislocaţiei tectonice Ostrov-Sâmbăta Nouă, pe direcţia NV-SE, în lungul văilor Roştilor. Ea este dominată spre sud de un abrupt de falie puternic ravenat. Pe partea dreaptă a văii, sub culmile Dorobanţului (332 m), prelungite până în Dealul Peceneaga (Măgura Cazacului 135 m), se dezvoltă un pediment lateral de vale, acoperit cu loess, ce coboară către Balta Brăilei pe care o domină printr-un povârniş de loess, cu 30-35 m (N. Popescu, 1988). Spre sud, Podişul marginal dunărean (Podişul Gârliciului) este format dintr-o succesiune de platouri ce înclină uşor către sud, fiecare dintre acestea fiind dominate de versanţi mai înalţi şi aproape abrupţi de pe stânga văilor care le separă. Aceste asimetrii, care nu sunt de natură structurală sau petrografică, se încearcă a fi explicate prin înclinarea generală a platformei şisturilor verzi, care a obligat văile dunărene să se deplaseze în permanenţă spre sud, concomitent cu adâncirea lor (N. Orghidan, 1967).

– ***Podişul marginal maritim*** (Podişul Istriei) constituie o treaptă mai coborâtă ce însoţeşte complexul lagunar Razelm-Sinoe şi Marea Neagră, faţă de care se detaşează prin faleze cu înălţimi de 20-40 m, tăiate în cuvertura de loess şi în rocile mai vechi pe care le acoperă (calcare grezoase cretacice în nord, până la capul La Stâncă, şisturi verzi şi calcare jurasice în

sud). Ţărmul este festonat de intrândurile sub formă de golfuri ale lagunelor Sinoe şi Siutghiol şi limanelor fluvio-maritime Corbu şi Taşaul. Această treaptă litorală, formată din terase de abraziune joase (sub 10 m la baza loessului) şi pedimente marginale, se înalţă spre vest până la 100-110 m şi pătrunde sub formă de golfuri depresionare în lungul văilor Casimcea, Hamangia şi Ceamurlia. Spre nord, se continuă cu golful depresionar al Ceamurliei de Jos, care mărgineşte spre SE Podişul Babadag.

### *1.3. Podişul Dobrogei de Sud*

Limita nordică urmăreşte, în general, aliniamentul tectonic major al faliei Capidava-Ovidiu, în lungul căruia şisturile verzi ale Podişului Dobrogei Centrale se afundă sub cuvertura sedimentară a Dobrogei de Sud. Contactul geomorfologic dintre cele două unităţi se conturează în aliniamentul localităţilor Vlad Ţepeş, Dorobanţu, Nicolae Bălcescu şi Mihail Kogălniceanu, situate în bazinele de obârşie ale văilor Siliştea, Dorobanţu, Ţibrinului şi Cabul, mult lărgite în spatele calcarelor jurasice intersectate de acestea. Spre sud, dincolo de graniţa cu Bulgaria, Podişul Dobrogei de Sud este continuat, printr-un sistem morfostructural relativ asemănător, prin Podişul prebalcanic. Marginile estice şi vestice, în schimb, sunt deosebit de tranşante, prin faleze cu înălţimi de până la 25-30 m către Marea Neagră (a dezvoltat un ţărm tipic de ingresiune), şi versanţi aproape verticali ce domină Lunca Dunării cu 60-120 m. Astfel, Podişul Dobrogei de Sud apare suspendat între cele două unităţi mai coborâte.

Podişul Dobrogei de Sud reprezintă cea mai tipică unitate de platformă a Dobrogei, fiind alcătuit dintr-o cuvertură sedimentară, orizontală sau uşor ondulată, susţinută de un fundament rigid şi faliat, de vârstă proterozoică. Este un podiş structural, tabular, dezvoltat în cea mai mare parte pe formaţiuni sarmaţiene, predominant calcaroase (calcare lumaşelice, calcare oolitice), motiv pentru care păstrează şi caracterele unui platou calcaros, al cărui relief este acoperit şi estompat de loess, care formează o cuvertură mai groasă şi relativ continuă în raport cu celelalte unităţi dobrogene. Formaţiuni mai vechi, cretacice, apar numai în versanţii văilor care fragmentează podişul (ex. Carasu) şi în versantul abrupt dunărean. Ele nu apar însă în faleza Mării Negre, a cărei bază este cu 8-9 m mai coborâtă decât a versantului dunărean. În partea de SV a Podişului Dobrogei de Sud, pe o lăţime de 10-20 km, sub stratul de loess, se găsesc depozite litorale pliocene, identificate pentru prima dată de R. Pascu (1909), dar descrise amănunţit de Şt. Manolescu (1917). Pe baza acestora, C. Brătescu (1928) stabileşte aici o „platformă de abraziune levantină”.

Această unitate sudică a Dobrogei are altitudini cuprinse între 0 şi 210 m, înălţimea sa medie fiind de numai 86 m. Circa 55% din suprafaţa podişului are altitudini ce oscilează între 100 şi 200 m şi nu numai 1% depăşesc 200 m

(Al. Roşu, 1973). Altitudinile mai mari sunt în partea de SV a Podişului Dobrogei de Sud, în dealurile dintre văile Băneasa şi Dobromir. De aici, altitudinea platourilor interfluviale coboară lent sau în trepte către latura dunăreană, către valea Carasu, şi spre est, către latura maritimă. Înălţimile reduse, dar şi interfluviile plate şi netede desfăşurate pe suprafeţe extinse i-au făcut pe unii geografi să-i atribuie acestei regiuni şi termenul de câmpie, respectiv „câmpie înaltă calcaroasă" (P. Coteţ, 1973) sau „câmpie structurală" (Al. Roşu, 1973). Dar, valorile relativ mari ale energiei de relief, circa 32% între 100 şi 150 m, impuse de încrustarea accentuată a văilor, uneori sub formă de canion, în special către latura dunăreană, multe cu meandre încătuşate, contrazic în parte aceste sugestii, sesizate doar la nivelul interfluviilor. Suntem în prezenţa unui podiş structural jos.

Dacă în Dobrogea de Nord relieful este dominat de culmi bine netezite, dar şi de creste şi vârfuri reziduale, de văi largi însoţite de pedimente laterale şi inselberguri, dacă în Dobrogea Centrală caracteristica principală a reliefului este dată de interfluvii largi, convexe, unele cu aspect de cupolă, toate aceste aspecte relevând o activitate de modelare îndelungată a agenţilor externi care au distrus vechile edificii orogenice, în Podişul Dobrogei de Sud, relieful, deşi mai uniform, este impus de structura tabulară şi de predominanţa rocilor calcaroase şi a loessului. Extinderea mare a platourilor structurale dezvoltate pe calcare sarmaţiene, existenţa văilor puternic adâncite, cu aspect de canion, cu versanţi aproape abrupţi, cu multe trepte structurale şi petrografice, pun în evidenţă, în special agresivitatea eroziunii fluvio-torenţiale, dar şi timpul relativ scurt, post-sarmaţian (mai ales cuaternar), care a permis, pe de o parte, conservarea structurii formaţiunilor sarmaţiene pe interfluvii şi a versanţilor cu profil dinamic, activ, fără ca aceştia să ajungă la profile de echilibru relativ stabile.

Acest contrast morfologic între Dobrogea de Sud şi regiunile centrale şi nordice ale Podişului Dobrogei a fost sesizat de C. Brătescu (1928). El explică adâncirea accentuată a văilor, precum şi neconcordanţa dintre poziţia actuală a cumpenei de ape principale şi linia marilor înălţimi din Dobrogea de Sud, prin mişcările neotectonice pozitive care au afectat sud-vestul Dobrogei la începutul Cuaternarului. În prezent, această cumpănă de ape dintre râurile maritime şi cele dunărene se află mult mai aproape de ţărmul Mării Negre, la circa 8-10 km, iar obârşia văii Carasu, la numai 4 km, la altitudini sub 100 m. În Pliocen, această cumpănă de apă urma în mod sigur înălţimile cele mai mari ale Dobrogei de Sud, de la care râurile se dirijau, conform pantei generale a reliefului, către nivelele de bază stabilite de apele Bazinului Mării Negre, spre est, şi Bazinului Getic (Câmpia Română), spre vest. Faptul că în sud-vestul Dobrogei ultimele formaţiuni pliocene, adică cele romaniene, care reprezentau şi nivelul lacului ce ocupa depresiunea Câmpiei Române se află în prezent la altitudini de 120-140 m, înseamnă că relieful de atunci al podişului era puţin ridicat peste acest nivel, iar văile erau abia schiţate în suprafaţa lui. Încătuşarea albiilor şi „adâncirea lor

eroică de peste 100 m, care le-a dat pe alocuri caracterul unor canioane, s-a petrecut în timpul înălţării epirogenetice diluviale (pleistocene) şi anume în timpul perioadelor pluviale, mergând paralel cu adâncirea văii Dunărene şi cu sculptarea teraselor acestui fluviu" (C. Brătescu, 1928, p. 49). Situarea acestor formaţiuni litorale pliocene din sud-vestul Dobrogei la altitudini mai mari decât ale actualei cumpene de ape, plasată în extremitatea estică a podişului, arată că „răsturnarea profilului morfologic" a Podişului Dobrogei de Sud şi adâncirea antecedentă a văilor este post-pliocenă. Această înălţare din timpul Pleistocenului a Dobrogei de sud-vest corespunde „anticlinalului Deliormanului" (C. Brătescu, 1921, 1938) sau unei boltiri largi a depozitelor sarmaţiene sub formă de antecliză, cu axul pe linia Tartoman-Medgidia-Dumbrăveni (M. Chiriac, 1964, 1968). Datorită acestei înălţări, „cumpăna apelor rămâne între Palas şi Cara-Omer (Negru-Vodă), la obârşia văilor, mult mai joasă decât suprafaţa podişului la gurile dunărene ale aceleaşi văi" (C. Brătescu, 1928, p. 47).

Trăsătura principală a reliefului Dobrogei de Sud este dată de extinderea mare (la nivelul interfluviilor) a platourilor structurale tabulare, dezvoltate pe cuvertura formaţiunilor sarmaţiene. Acestea ajung la lăţimi de ordinul zecilor de km în partea centrală şi estică a podişului şi se îngustează treptat către vest, datorită creşterii durităţii reţelei de văi şi ramificării mai accentuate a acestora. Prezenţa rocilor carbonatice (calcare cretacice şi sarmaţiene) a permis formarea unui relief carstic reprezentat prin doline (Plopeni, Şipote, „obanele din nordul Mangaliei) şi lapiezuri (Olteni, Negreşti etc.), dar mai ales prin sistemul de polii din partea centrală a podişului (Negru Vodă-Amzacea-Mereni).

Podişul Dobrogei de Sud a fost exondat la finele sarmaţianului, dar organizarea şi structurarea reţelei de văi este mult mai recentă decât în podişurile centrale şi nord-dobrogene. Conturarea sistemului hidrografic a început abia în Pliocen, iar încrustarea puternică a văilor a durat tot timpul Pleistocenului. Direcţionarea şi evoluţia reţelei de văi a fost controlată de mişcările neotectonice, oscilaţiile nivelelor de bază getic şi maritim, şi de condiţiile climatice pleistocene care au favorizat activitatea de eroziune a râurilor. Din asocierea regională şi temporală a acestor factori a rezultat nu numai discordanţa dintre morfologia reliefului şi orientarea reţelei de văi, aşa cum s-a arătat mai înainte, dar şi conturarea în lungul văilor a trei segmente cu profile transversale diferite, remarcate şi explicate încă din secolul trecut de C. Brătescu (1928): cursul superior – văi largi, evazate, puţin adâncite ai căror versanţi trec pe nesimţite în suprafaţa tabulară a interfluviilor; cursul mijlociu – văi înguste, adânci, meandrate, cu aspect de canion şi cu versanţi foarte înclinaţi, până la abrupţi; cursul inferior – văi adânci, cu versanţi repezi, dar mult lărgite la nivelul şesului aluvial, sub forma unor golfuri depresionare, în care sunt cantonate limane fluviatile (Gârliţa, Oltina, Dunăreni, Cochirleni) sau limane fluvio-maritime (Mangalia, Techirghiol). Aceste caractere sunt întâlnite la toate văile dobrogene situate la sud de valea Carasu.

Deşi relieful Podişului Dobrogei de Sud apare relativ unitar şi destul de uniform, în interiorul lui se remarcă unele diferenţieri: altitudini mai mari în partea central-sudică (160-200 m), asociate cu extinderea platourilor interfluviale; înălţimi mai mici (60-150 m) spre valea Carasu, dar şi spre laturile dunăreană şi maritimă, unde podişul este mai fragmentat, iar platourile interfluviale mai înguste. Pe baza lor au fost conturate mai multe subunităţi de relief: Podişul Medgidiei, Podişul Cobadin, Podişul Oltinei şi Podişul Mangaliei. M. Chiriac (1968) crede că aceste unităţi morfologice reflectă geologia regiunii, în sensul că Podişul Cobadinului şi Podişul Medgidiei ar corespunde zonei de boltire a depozitelor sarmaţiene, iar podişurile dunărene (Podişul Oltinei) şi maritime (Podişul Mangaliei) s-ar situa pe flancurile anteclizei din Dobrogea de Sud.

Datorită tranziţiilor gradate şi pe spaţii mari, uneori puţin semnificative, dar şi criteriilor de abordare diferite, în literatura de specialitate apar diferenţieri, nu numai în nomenclatura folosită, dar şi în privinţa limitelor dintre aceste subunităţi (V. Mihăilescu, 1966, P. Coteţ 1973, Al. Roşu 1973, I. Rădulescu şi Atena Herbst Rădoi 1974, I. Popovici şi col. 1984, Gr. Posea şi L. Badea 1982, M. Ielenicz 2001).

– ***Podişul Medgidiei***. Ocupă partea de nord a Podişului Dobrogei de Sud, fiind străbătut în partea sa centrală de valea Carasu. Este cel mai coborât podiş al Dobrogei, culmile şi platourile interfluviale menţinându-se la altitudini de 100-120 m, ajungând însă către valea Ţibrinului şi valea Carasu până la 40-60 m, pe care le domină prin maluri abrupte tăiate în loess şi în formaţiuni sarmaţiene şi cretacice. În cadrul lui pot fi distinse trei sectoare: valea Carasu în partea centrală, iar raportat la aceasta, sectorul nordic şi sectorul sudic.

• *Valea Carasu* are aspectul unui culoar depresionar cu orientare generală est-vest, care la nivelul şesului aluvial are lăţimi de 1,5-2 km. Caracterul de „câmpie aluvială" intracolinară este dat şi de altitudinile şi pantele extrem de reduse ale profilului său longitudinal. Între Poarta Albă (20 m) şi Dunăre (10 m), pe o lungime de circa 33 km, panta şesului aluvial este de numai 0,3‰. Este singura vale care traversează aproape în întregime Podişul Dobrogei, obârşiile sale situându-se la 3-4 km de ţărmul Mării Negre, la altitudini de 60-80 m, iar gura de vărsare în Dunăre, la numai 10 m altitudine. Părerea că valea Carasu ar reprezenta un vechi curs al Dunării, părăsit după ridicarea mai puternică a sudului Dobrogei (R. Sevastos, 1907), a fost combătută de Emm. de Martonne (1908) şi Gh. M. Murgoci (1909). Valea Carasu s-a instalat pe o depresiune orografică curmezişă (Gh. M. Murgoci 1912) sau pe o depresiune sinclinală (V. Mihăilescu, 1966), situată între cele două planuri ale Platformei Dobrogei de Sud către care acestea înclină în sens invers. Până în anul 1862, data indiguirii gurii de vărsare, ea reprezenta un vechi liman dunărean ce se prelungea în timpul marilor viituri ale Dunării până aproape de Medgidia, dar care a fost colmatat până la totala sa dispariţie (C. Brătescu, 1928). În apropiere de Cernavodă, patul în rocă al văii Carasu se

află la circa 20 m sub nivelul actual al Mării Negre, iar grosimea aluviunilor depăşeşte 25 m.

În prezent, culoarul depresionar al văii Carasu, mai ales şesul aluvial, a fost aproape în întregime transformat, prin construirea în lungul său a Canalului de navigaţie Dunăre-Marea Neagră.

• *Sectorul nordic al Podişului Medgidia.* Este alcătuit dintr-o succesiune de platouri, cu altitudini ce descresc uşor pe direcţia NE-SV de la 130 m la 80-90 m, separate în partea centrală şi estică de văi largi (Nisiparului, Cabul), ce se dirijează spre valea Carasu, sau, în partea vestică, de văi mai înguste şi adânci (Băltăgeşti, Siliştei, Ţibrin), care se dirijează spre Dunăre.

• *Sectorul sudic.* Este reprezentat pe latura dunăreană dintr-un platou structural relativ unitar, cu altitudini de 120-130 m, ce domină culoarele de vale Carasu şi Peştera, precum şi Lunca Dunării cu 80-100 m, iar în partea central-estică, dintr-o succesiune de platouri cu înălţimi de 100-120 m, ce se ramifică printre văile evazate de la obârşia pârâului Peştera.

– ***Podişul Cobadin***. Este situat în partea central-sudică a Dobrogei de Sud şi deţine cea mai mare suprafaţă a acesteia. Aici se întâlnesc cele mai întinse platouri interfluviale al căror caracter tabular este evident. Cele mai mari înălţimi, 160-190 m, se găsesc în platourile din sud-vestul podişului, în care Urluia şi afluenţii săi (Independenţa, Ceairul) se adâncesc în depozitele de loess şi în calcarele sarmaţiene sub forma unor chei, uneori puternic meandrate. Altitudinile scad la nord de valea Urluia până la 130-150 m, iar spre est, către bazinul de recepţie al Urluiei (regiune numită uneori şi Podişul Negru Vodă), până la 100-130 m. În această parte, pe placa de calcare sarmaţiene s-au format depresiuni carstice, semi-endoreice, cum sunt cele din apropierea localităţilor Negru Vodă, Amzacea şi Mereni, situate în apropierea cumpenei principale de ape.

– ***Podişul Oltinei***. Reprezintă partea sud-vestică, dunăreană, a Dobrogei de Sud. Aici sunt cele mai mari înălţimi ale acestuia (190-210 m), situate în extremitatea sudică, în platourile de la obârşia pârâului Sâtma (Dealurile Dobromir – 209 m, Movila lui Icuşar – 210 m, Echenlia – 208 m, Paragic – 198 m, Capul Cuzului – 198 m). De aici, altitudinile scad spre nord şi nord-vest până la 100-130 m, de unde domină Lunca Dunării. Este un podiş fragmentat, alcătuit din platouri structurale înguste (0,5-1 km), iar spre Dunăre, din podurile mult mai netede şi mai extinse ale terasei de abraziune pliocenă. Văile, meandrate şi adâncite sub formă de chei (Bugeac, Canaraua Fetii, Negurenilor, Vederoasa, Baciului) în interiorul podişului, se lărgesc mult către Dunăre, sub forma unor golfuri depresionare în care se găsesc limanurile fluviatile Gârliţa, Oltina, Dunăreni, Vederoasa şi Baciu. Versantul abrupt dunărean, ce domină lunca fluviului cu 60-120 m, este afectat de procese de sufoziune, ravenări şi alunecări de teren.

– ***Podişul Mangaliei***. Constituie sectorul maritim al Dobrogei de Sud, fiind reprezentat de o treaptă intermediară între platforma continentală, acoperită de apele Mării Negre, şi platourile mai înalte ale Podişului Cobadin. Este alcătuit din platouri netede şi întinse ce scad în înălţime spre est, de la 90-100 m până la 20-30 m, cât se înregistrează în lungul falezei tăiată în loess şi calcare sarmaţiene. Valea Mangaliei este singura care se adânceşte puternic în cuvertura de loess şi în formaţiunile sarmaţiene, având aspectul unui canion puternic meandrat, formă pe care o are şi limanul fluvio-maritim ce acoperă treimea sa inferioară.

Aceste trepte au fost interpretate uneori drept suprafeţe de abraziune ale apelor Pliocen-Cuaternare ce acopereau bazinul Mării Negre. Dar, după retragerea mării sarmaţiene, cel puţin latura de est a Podişului Dobrogei de Sud nu a mai fost acoperită de apele Mării Negre (O. Cătuneanu, 1992). Se pare că aceste trepte ce coboară spre est corespund unor dislocaţii tectonice sau unei flexurări a platformei Dobrogei de Sud către bazinul Mării Negre. Majoritatea văilor sunt însă largi, evazate, estompate de cuvertura groasă de loess, şi rămân suspendate la nivelul falezei. Doar câteva văi au reuşit să se adâncească în suprafaţa podişului şi să atingă nivelul de bază impus de apele Mării Negre. La gura lor de vărsare, mult lărgită, s-au format limanele maritime Techirghiol, Tatlageac şi Mangalia, iar prin bararea golfului dintre staţiunile Saturn şi Venus a rezultat laguna ocupată în prezent de mlaştina Mangalia. Aici, pe placa de calcare sarmaţiene, s-au format câteva depresiuni carstice, de tipul dolinelor (numite local „obane”), în care sunt cantonate lacuri alimentate de izvoare carstice, unele sulfuroase. Aici este şi celebra peşteră „La movile”.

## 2. Relieful de denudaţie (suprafeţele de nivelare)

Netezimea mare a culmilor şi menţinerea acestora sub formă de platouri pe mari întinderi, înlăturarea pe grosimi mari a formaţiunilor paleozoice, dar mai ales mezozoice, şi aducerea la zi a unor roci mai vechi, presupune un proces îndelungat de eroziune care a condus la formarea unui relief nivelat relativ uniform, cu martori de eroziune păstraţi în rocile mai dure şi cu amplitudini hipsometrice reduse. În ansamblul său, Podişul Dobrogei este o întinsă „câmpie de eroziune”, interpretată frecvent ca *peneplenă* (Gh. M. Murgoci 1912, Emm. De Martonne 1924, C. Brătescu 1928 ş.a.). sau ca o *asociaţie de pedimente şi inselberguri*, recunoscute mai ales în Dobrogea de Nord (Gr. Posea 1981, 1983, N. Popescu 1988, M. Ielenicz şi Nela Burcea 2000).

### 2.1. *Problema suprafeţelor de eroziune reflectată în literatura de specialitate*

Cercetările geologice şi geomorfologice realizate în Podişul Dobrogei de peste 100 de ani au evidenţiat, în diferite moduri de interpretare, aceste particularităţi ale reliefului dobrogean, îndeosebi ale Dobrogei de Nord.

K. Peters (1867) este primul care atrage atenţia asupra proceselor îndelungate de eroziune prin care rocile mai vechi au fost scoase la zi de sub stiva groasă a unor formaţiuni sedimentare neozoice.

Gh. M. Murgoci (1912, 1914), referindu-se la relieful Dobrogei de Nord, menţionează pentru prima dată caracterul de peneplenă al acestuia. Catena chimerică, precizează autorul, a fost erodată în timpul erelor Mezozoic şi Terţiar şi adusă la o peneplenă, cu înclinare abia de 1/2 grad (5 m/km) spre Marea Neagră. Admite, astfel, unitatea peneplenei pe tot cuprinsul Dobrogei de Nord. El aminteşte şi de rolul abraziunii care a avut un rol important în nivelarea Podişului Casimcei, care apare „ca un rest de peneplenă, ca un podiş de abraziune a cutelor de şisturi verzi şi a mezozoicului complet erodat" (Gh. M. Murgoci, 1915, p. 312). De asemenea, autorul face o observaţie, deosebit de preţioasă pentru interpretările de mai târziu ale reliefului Dobrogei de Nord, şi anume, că aluviunile luncii şi bălţilor Dunării au îngropat sub ele baza dealurilor Dobrogei de Nord, care se continuă departe de limitele sale actuale. Dovada în acest sens fiind vârfurile stâncoase Blasova (în Balta Brăilei), Piatra Fetei (Balta Ghercetului), Podu (Balta Jijilei), ca o continuare a cuarţitelor din Bugeac, Popina Mare (în nordul lacului Crapina), Popina Ascunsă (aproape de Luncaviţa) etc., care domină cu câţiva metri până la câţiva zeci de metri Lunca Dunării. Gh. M. Murgoci mai atrage atenţia asupra văilor largi însoţite de versanţi puţin înclinaţi, care, după depunerea loessului, nu au avut cursuri de apă mai mari. Lărgimea acestora arată că, înainte de depunerea loessului, a trebuit să fie erodată o mare cantitate de rocă. Descrierea acestor văi, lărgimea lor şi netezimea versanţilor, precum şi semnalarea celor două „terase" cu podul uşor înclinat şi acoperit de loess, de pe valea Jijila, sugerează prezenţa unor pedimente laterale de vale.

Emm. de Martonne (1924) recunoaşte şi el existenţa unei peneplene în Dobrogea de Nord, identificând totuşi două „platforme de eroziune": *platforma Niculiţel* (300-400 m), foarte bine păstrată în culmile platoului Sarica, de unde se prelungeşte în „cupola Ţuţuiatului," precum şi în culmile înalte ale Podişului Babadag, şi *platforma superioară a Tulcei* (150 m), care este dominată de înălţimi izolate de 200 m (Uzum, Redi, Maica). Judecând după orizontalitatea ei superioară, este înclinat să o considere ca fiind o platformă de eroziune marină.

Pe versantul nord-dobrogean, între Isaccea şi Tulcea, Emm. De Martonne mai distinge cel puţin două nivele de abraziune, la 60-80 m şi la 20-30 m. Remarcând că „relieful Dobrogei poartă amprenta unei perioade mai uscate decât cea de astăzi, ale unei perioade în care vântul şi puhoaiele de ploi rare şi vijelioase împreună cu descompunerea mecanică, au fost agenţii principali ai modelării" (*op. cit.*, p. 209), compară depresiunile din vestul Munţilor Măcin cu bazinele endoreice din Algeria, Asia Mică şi vestul SUA, arătând că baza versanţilor montani care domină aceste depresiuni este îngropată într-un glacis continuu de aluviuni (de fapt, un detritus în amestec cu depozite loessoide).

C. Brătescu (1928) consideră că întregul podiş al Dobrogei este o peneplenă desăvârşită, care taie sub un unghi variabil diversitatea formaţiunilor geologice, retează în cap stratele intens cutate ale şisturilor verzi şi calcarele jurasice, iar spre sud, stratele uşor înclinate cretacice, sarmaţiene şi pliocene. În Dobrogea de Nord, această peneplenă este dominată de numeroase corneturi care corespund rocilor mai dure ale fundamentului, ajunse la zi în urma îndepărtării prin eroziune a formaţiunilor paleozoice şi mezozoice. Prin aceste afirmaţii, se pare că autorul ar accepta ideea existenţei unei „peneplene" policiclice, a cărei modelare a durat tot timpul Mezozoicului şi Neozoicului.

Analizând înfăţişarea de ansamblu a acestei peneplene, C. Brătescu afirmă că: este o *peneplenă înălţată,* pentru că laturile dunăreană şi maritimă se termină prin maluri înalte şi este fragmentată de văi adânci şi înguste (probabil se referă la Podişul Dobrogei de Sud), dar şi o *peneplenă deformată*, pentru că ea se apleacă din ambele părţi către Valea Carasu. De asemenea, autorul distinge în Podişul Dobrogei Centrale şi Podişul Dobrogei de Sud două cicluri de eroziune – unul mai vechi, care a creat suprafaţa peneplenei, şi altul mai nou, care a sculptat în această suprafaţă văi înguste şi adânci. Acest ultim ciclu de eroziune ar aparţine Pleistocenului.

Totuşi, atunci când se referă la „platformele de eroziune", C. Brătescu afirmă că, spre deosebire de partea centrală şi meridională a Dobrogei, unde există o singură platformă principală, partea nordică oferă două platforme distincte, adoptând, astfel, schema propusă de Emm. de Martonne (1924), dar cu mai multe precizări şi detalieri regionale. În acest sens, C. Brătescu identifică: *Platforma superioară a Taiţei şi Slavei* (300-400 m), prezentă în culmile înalte din Munţii Măcin, Podişul Niculiţel, Podişul Babadag şi Podişul Casimcei care reprezintă o veche peneplenă, probabil sarmatică, înălţată şi deformată în Pliocen şi Pleistocen, şi *Platforma Tulcei* (150-180 m), cu două compartimente – Teliţa şi Dunavăţ, dislocată şi înclinată, care mai păstrează urme sub formă de corneturi din platformă superioară; o racordează altimetric cu „peneplena levantină" din Dobrogea de Sud.

Într-o notă infrapaginală din lucrarea *Pământul Dobrogei*, C. Brătescu (1928, p. 57) aminteşte de o comunicare verbală a lui M. David, care crede că platformele de eroziune din nordul Dobrogei nu pot fi racordate ca vârstă cu cele din sudul podişului. De asemenea, M. David încearcă să facă o paralelizare între suprafeţele de eroziune din Dobrogea cu cele identificate de Emm. de Martonne (1907) în Carpaţii Meridionali, în sensul că platforma Niculiţel (Taiţei) ar putea fi similară cu vârfurile înalte din Carpaţi, platforma Tulcei (Teliţei şi Dunavăţului) ar fi de vârstă sarmaţiană, iar platforma deformată a Dobrogei de Sud ar fi echivalentă cu suprafaţa Gornoviţa, adică ar fi de vârstă Pliocenă.

Bazându-se pe identificarea şi delimitarea formaţiunilor pliocene din sud-vestul Dobrogei de către R. Pascu (1908) şi Şt. Manolescu (1917), C. Brătescu (1920, 1928) stabileşte pentru prima dată existenţa unei terase de abraziune în

sud-vestul Dobrogei de Sud, arătând că ea reprezintă ţărmul de SE al lacului pliocen din Câmpia Română. Faptul că depozitele pliocene de pe latura sud-vestică a Podişului Dobrogei de Sud ajung la altitudini de 100 m îl conduc pe autor la două concluzii importante pentru geomorfologia acestei regiuni:

– nivelul lacului pliocen care ocupa depresiunea Câmpiei Române şi marginea vestică a Podişului Dobrogei este ultimul către care s-a realizat definitivarea peneplenei dobrogene care, în acel timp, se înălţa cu puţin deasupra acestuia, iar văile erau abia schiţate în suprafaţa peneplenei;

– adâncirea puternică a văilor cu peste 100 m în suprafaţa peneplenei, pe alocuri acestea luând caracterul unor canioane, a avut loc în timpul înălţării epirogenetice pleistocene, în timpul perioadelor pluviale.

Spre Dunăre, menţionează C. Brătescu (1928), peneplena înălţată a Dobrogei de Sud se opreşte brusc la Pecineaga, dincolo de care, între pantele platformei de eroziune superioare din Munţii Măcin şi Dunăre există doar o singură suprafaţă joasă, între 5 m şi 60 m, cu mici bazine fără scurgere, din care se înalţă câteva corneturi – Piatra Roşie (209 m), Bujoarele (223 m), Iacobdeal (341 m), Piatra Râioasă (98 m), Carcaliu (95 m) etc. Referindu-se la insulele stâncoase din Lunca Dunării, autorul afirmă că ele „nu sunt decât resturi din relieful dobrogean rămase la periferie şi reduse ca suprafaţă şi înălţime prin abraziunea mărilor pliocene şi cuaternare, ca şi prin denudare” (*op. cit.*, p. 22). Din această afirmaţie rezultă că suprafeţele de nivelare, uşor înclinate, dominate de aceste inselberguri, care formează depresiunile marginale din vestul Munţilor Măcin şi care se afundă sub Lunca Dunării, sunt mai vechi decât sedimentele care le-au acoperit, adică mai vechi decât Pliocenul.

Referindu-se la treapta marginală joasă din nordul Podişului Niculiţel, care înclină uşor către Dunăre de la 50 la circa 30 m, pe care o numeşte „*terasa Niculiţel-Saon*”, consideră că ea s-a format prin abraziune marină.

Luând în discuţie „*câmpia litorală* din nordul lagunei Razim, acoperită cu loess şi având o altitudine de 5-8 m”, C. Brătescu (1928) este primul care afirmă că aceasta „nu este decât o suprafaţă de veche abraziune marină, ridicată în diluviu, deci o terasă diluvială” (*op. cit.*, p. 23), adică pleistocenă.

Prin rezultatele cercetărilor sale, C. Brătescu este primul geomorfolog care surprinde complexitatea şi diversitatea formării şi evoluţiei reliefului Podişului Dobrogei, chiar dacă unele din observaţiile sale, corecte la vremea aceea, au fost mai târziu interpretate (îndeosebi cele referitoare la geneza suprafeţelor de nivelare).

A. Nordon (1930) acceptă în linii generale observaţiile făcute de Emm. de Martonne (1924), identificând însă trei suprafeţe principale de eroziune: *platformele superioare Greci* (400 m) şi *Niculiţel* (300 m), ambele postsarmaţiene, şi *suprafaţa Tulcea* (180-200 m), formată în ultima parte a Pliocenului. Cele trei nivele sunt prezente şi în Podişul Babadag, iar suprafeţele de 300 m şi 180-200 m au fost identificate şi în Podişul Dobrogei Centrale. De

asemenea, semnalează pe flancul dunărean al Dobrogei de Nord, pe aliniamentul Greci-Isaccea-Tulcea, prezenţa unei suprafeţe de 80-90 m, acoperită cu loess, a cărei vârstă este anterioară depunerii acestor depozite.

A. Nordon, referindu-se la afirmaţiile lui C. Brătescu (1928), neagă existenţa mişcărilor epirogenetice şi deformarea suprafeţelor de eroziune în timpul Pliocenului şi Cuaternarului, susţinând, conform modelului preconizat de H. Baulig (1928) în Bazinul Parisului, că acestea s-au format datorită oscilaţiilor eustatice ale apelor marine în raport cu un bloc continental, rămas stabil. Remarcând prezenţa monadnok-urilor şi absenţa falezelor, consideră că acele trei nivele (400 m, 300 m şi 180-200 m) sunt suprafeţe de eroziune continentale, negând astfel participarea abraziunii marine în formarea lor. De asemenea, nu este de acord cu C. Brătescu, care include suprafeţei Tulcea, alcătuită dintr-o asociaţie de platouri şi corneturi, şi o formă de acumulare, respectiv glacisurile de loess ce formează depresiunea dominată de monadnok-ul Denistepe (adică Depresiunea Nalbant).

Dar, unul din marile neajunsuri al acestor cercetări efectuate în prima jumătate a secolului XX este acela că ele nu sunt însoţite şi de hărţi care să consemneze raporturile altimetrice şi regionale ale acestor suprafeţe de nivelare.

Cercetările referitoare la suprafeţele de nivelare din Podişul Dobrogei sunt reluate abia după circa trei decenii, timp în care s-au acumulat multe date privind stratigrafia, structura şi tectonica Podişului Dobrogei, dar mai ales cristalizarea unor concepţii ce privesc evoluţia generală a reliefului şi definirea mai clară a unor forme de relief ce rezultă din această evoluţie (peneplenă, pediplenă, pediment şi glacis etc.) şi care contribuie la reconstituirea ei.

E. Nedelcu şi Ş. Dragomirescu (1965), analizând influenţele litologice şi structurale în direcţionarea reliefului Dobrogei de Nord, identifică trei *suprafeţe de eroziune, superioară (380-420 m), mijlocie (280-320 m) şi inferioară (180-220 m)*, care ocupă, în ordinea respectivă, spaţii tot mai extinse de la vest către est. Suprafaţa superioară (380-420 m) este predominantă în culmile centrale ale Munţilor Măcin, suprafaţa mijlocie (280-320 m) are cea mai mare extindere în Podişul Niculiţel, dar se extinde şi în sud-vestul Munţilor Măcin, în dealurile Meginei şi Bujoarele, iar suprafaţa inferioară (180-220 m) este prezentă mai ales în Dealurile Tulcei, unde este reprezentată doar prin culmi şi măguri izolate (Stânca Mare – 205 m, Movila Săpată – 225 m, Câşla – 179 m, Mineri – 179 m, Redi – 205 m, Uzum – 223 m, Dealul Pietros – 206 m, Beştepe – 242 m ş.a.).

În afara acestor suprafeţe de eroziune, a căror vârstă şi origine nu sunt precizate, autorii mai amintesc existenţa a două nivele înalte de abraziune (90-110 m şi 160-170 m), care formează culmile şi platourile relativ înalte ale Dealurilor Tulcei şi care sunt dominate de culmi şi măguri izolate considerate ca martori de eroziune din suprafaţa inferioară. Acestor suprafeţe înalte de abraziune le sunt ataşate şi înălţimile izolate sau grupate care separă depresiunile marginale

din părţile de nord şi de vest ale Munţilor Măcin (culmile Bugeac, Orliga, măgurile Măcin, Carcaliu, Piatra Râioasă, Igliţa, Iglicioara Mare etc.). Nu se face însă nicio precizare la timpul în care abraziunea putea să acţioneze pe spaţiile atât de mari ale podişului Dobrogei de Nord. Autorii mai amintesc de existenţa unor trepte joase (25-75 m), acoperite cu loess, ce intră în alcătuirea depresiunilor marginale sub formă de golfuri (Cerna, Greci, Jijila, Luncaviţa, Isaccea-Niculiţel) şi a depresiunilor interioare, intracolinare (Taiţa superioară-Horia, Nalbant), pe care le consideră terase de abraziune, sculptate la sfârşitul Pliocenului şi în Pleistocen. Rezultă de aici că cele trei suprafeţe de eroziune şi cele două nivele superioare de abraziune s-ar fi format în intervalul Jurasic superior-Pliocen. Toate aceste trepte morfogenetice sunt consemnate pe hartă, aceasta fiind prima reprezentare cartografică de ansamblu a reliefului Dobrogei de Nord.

I. Rădulescu (1965) consideră că peneplenizarea Podişului Casimcei, care a început încă din Paleozoicul inferior (Ordovician), s-a realizat în mai multe etape de modelare subaeriană, întrerupte de etape de submersie, timp în care au avut loc procese de sedimentare marină. În acest sens, distinge o primă etapă de peneplenizare în intervalul Ordovician-Dogger inferior, întreruptă de transgresiunea din timpul Jurasicului mediu şi superior (Dogger mediu-Malm), timp în care formaţiunile predominant calcaroase au mulat relieful peneplenizat realizat în faza anterioară. A doua etapă de peneplenizare, în care distinge mai multe faze, durează de la sfârşitul Jurasicului până către sfârşitul Pliocenului. În acest timp, a avut loc înlăturarea prin eroziune a formaţiunilor jurasice şi exhumarea treptată, de la nord către sud, a peneplenei prejurasice. Către sfârşitul Cretacicului inferior, în Apţian, când şisturile verzi au fost aduse din nou la zi, se pare că Podişul Dobrogei Centrale era drenat de cursuri de apă cu regim torenţial, care au transportat cantităţi mari de materiale, aduse nu numai din Podişul Casimcei, ci chiar din Munţii Măcin. Aceste formaţiuni apţiene, cu stratificaţie fluvio-torenţială, descrise de M. Chiriac (1957), au fost considerate mai târziu (Gr. Posea, N. Popescu şi M. Ielenicz, 1974) că ar reprezenta resturile unei vechi câmpii piemontane, formată în extremitatea sudică a Podişului Casimcei, în apropierea litoralului cretacic sud-dobrogean. I. Rădulescu este de părere că definitivarea peneplenei şisturilor verzi a durat până către sfârşitul Pliocenului, iar în intervalul Romanian-Pleistocen, această veche peneplenă a fost transformată în suprafeţe restrânse de nivelare. Autorul nu prezintă însă nicio hartă care să consemneze extinderea peneplenei sau a suprafeţelor de nivelare care au derivat din ea.

V. Mihăilescu (1966), referindu-se la relieful Dobrogei de Nord, arată că este rezultatul unei eroziuni policiclice, iar „suprafeţele de netezire, unele ajunse la stadiul de peneplenă, se rânduiesc în chipul unor trepte de piemont de eroziune” (*op. cit.*, p. 280) dispuse în jurul culmilor celor mai înalte. Deci, V. Mihăilescu a sesizat existenţa acestor suprafeţe uşor înclinate şi dominate de culmi sau vârfuri reziduale, care, mai târziu, au fost interpretate ca suprafeţe de

pedimentaţie. În ceea ce priveşte numărul, altitudinea şi extinderea lor, acceptă părerile exprimate de Emm. de Martonne (1924), C. Brătescu (1928) şi A. Nordon (1930) identificând: *platforma de eroziune de 350-400 m*, bine exprimată în culmile Greci, Pricopan şi Sacarului; *platforma de eroziune inferioară (150-200 m)*, reprezentată prin culmi şi poduri netede dominate de măguri, care este bine reprezentată în Dealurile Tulcei, Culmea Babadagului şi în bazinul Casimcei. Această ultimă suprafaţă de eroziune înclină uşor spre vest, sud şi sud-est, trecând în *prispe joase cuaternare (sub 100 m) de abraziune*. Din această ultimă serie de suprafeţe, V. Mihăilescu, la fel ca predecesorii săi, consideră că nivelul de 60-80 m, cel mai înalt şi mai bine dezvoltat, şi câmpia litorală, de 5-8 m, din nordul lacului Razelm, identificată de C. Brătescu (1928), sunt cele mai importante suprafeţe de abraziune formate în legătură cu nivelul apelor Mării Negre din timpul Pleistocenului. Suprafaţa de abraziune de 60-80 m are dezvoltare inegală şi se prezintă, după spusele autorului, sub diferite forme: golfuri larg deschise spre mare sau spre Dunăre sau ca bazinete depresionare (Ortachioi, Atmagea, Pantelimon, Nalbant) formate pe văi, în interiorul podişului. Geneza acestora din urmă prin abraziune marină este însă greu de susţinut.

Pentru a pune de acord relieful înecat de pe platforma Mării Negre, aflat acum la minus 100 m faţă de nivelul actual, cu cea mai înaltă terasă de abraziune (60-80 m), o veche câmpie litorală, se admite că de la sfârşitul Pleistocenului până în prezent, adică numai în timpul Holocenului (circa 10 000 de ani), uscatul nord-dobrogean a suferit o înălţare sacadată, echivalentă cu altitudinea terasei de 60-80 m. Acceptarea unei asemenea valori ar conduce la o rată medie de înălţare de 6-8 mm/an, valoare excepţională pentru teritoriul ţării noastre, care nu este consemnată pe nicio hartă a mişcărilor neotectonice.

N. Orghidan (1967), în studiul său geomorfologic privind bazinul Casimcei, acceptă prezenţa a două suprafeţe de nivelare, medie şi inferioară, identificate anterior de Emm. de Martonne (1924), C. Brătescu (1928) şi A. Nordon (1930). Face însă o remarcă interesantă, în sensul că cele două suprafeţe, uşor înclinate, se contopesc spre est într-una singură care ajunge în apropierea litoralului Mării Negre la altitudini în jur de 100 m. Această observaţie ar sugera o bombare a Podişului Casimcei în partea sa centrală, care a impus declanşarea unei noi etape de eroziune cu tendinţe de nivelare (cea corespunzătoare suprafeţei inferioare de eroziune), proces care se estompează însă treptat către latura maritimă a podişului, unde asemenea înălţări au fost foarte reduse sau erau înlocuite cu mişcări de coborâre.

În aceeaşi lucrare, N. Orghidan menţionează în lungul văii Casimcea existenţa a trei terase fluviatile, toate în rocă şi lipsite de aluviuni. Din descrierea lor şi din pofilele prezentate (*op. cit.*, p. 220, fig. 8), mai ales pentru terasele a 3-a (50 m) şi a 2-a (25 m), rezultă că ar fi mai curând trepte de pedimentaţie.

Al. Roşu (1968) interpretează treptele de relief uşor înclinate situate pe latura dunăreană a Dobrogei de Nord, în Depresiunea Nalbant şi în tot Platoul Dunavăţului, drept terase de abraziune cuaternare, identificând în acest sens cinci nivele: 95-110 m, 75-85 m, 55-65 m, 30-45 m şi 15-20 m. Nu explică însă dacă etajarea lor a fost determinată de oscilaţiile eustatice ale Mării Negre sau de înălţările ritmice ale uscatului nord-dobrogean, aşa cum susţinea V. Mihăilescu (1966).

P. Coteţ (1969 a) susţine existenţa unei peneplene unitare pentru tot Podişul Dobrogei, pe care o numeşte *peneplena dobrogeană*. Modelarea ei a început imediat după definitivarea structurală şi după exondarea podişului care au avut loc în timpuri diferite pentru cele trei mari unităţi morfostructurale: începând cu Danianul, pentru Dobrogea de Nord şi Dobrogea Centrală, şi numai cu Pliocenul, pentru Dobrogea de Sud. De asemenea, atrage atenţia asupra rolului jucat în definirea peneplenei Dobrogei Centrale de transgresiunile marine din timpul Jurasicului, care îi conferă caracterul predominant de „talasaplenă" sau de „veche suprafaţă de abraziune", cum deja o consideraseră I. Simionescu (1914) şi Gh. M. Murgoci (1915), dar şi asupra participării active a proceselor fluviatile, aşa cum dovedesc prundişurile fluviatile apţiene provenite din nordul Dobrogei Centrale şi din Dobrogea de Nord, ale căror caractere structurale, granulometrice şi mineralogice au fost descrise de M. Chiriac (1960). Referindu-se la peneplenizarea Dobrogei de Sud, P. Coteţ insistă asupra caracterului erozivo-structural al acestuia, dar şi asupra contribuţiei proceselor de carstificare, motiv pentru care consideră că relieful acestei peneplene are aspectul de carstoplenă tabulară.

Această peneplenă complexă, cu relief predominant eroziv în Dobrogea de Nord şi Dobrogea Centrală şi cu relief erozivo-structural în Dobrogea de Sud, a reprezentat fondul sculptural de bază al reliefului dobrogean.

Într-o altă lucrare, P. Coteţ (1969 b) insistă asupra complexităţii şi diversităţii sistemelor de modelare care au contribuit la peneplenizarea Podişului Dobrogei. În acest sens, preluând părerile exprimate de I. Simionescu (1914) şi Gh. M. Murgoci (1912, 1915), analizează mai pe larg activitatea sistemului de modelare litorală (de abraziune) care s-a manifestat cu diferenţieri regionale, în unele intervale de timp ale Mezozoicului (Jurasic, Cretacic) şi Neozoicului (mai ales în Pliocen şi Cuaternar). La formarea peneplenei dobrogene un rol important l-a mai avut şi sistemul de modelare fluviatil, cu precădere în Dobrogea Centrală, în timpul Apţianului. Sistemul de modelare semiarid remarcat mai ales în legătură cu relieful de inselberguri şi de pedimentaţie al Dobrogei de Nord (ar aparţine Villafranchianului), precum şi sistemul de modelare periglaciar (Pleistocen superior) nu au schimbat trăsăturile generale ale peneplenei dobrogene, ele acţionând în special asupra evoluţiei versanţilor.

N. Basarabeanu şi I. Marin (1978), într-o sinteză privind evoluţia reliefului Dobrogei, arată şi ei că peneplenizarea podişului a început şi a durat diferit în Dobrogea de Nord, Centrală şi de Sud, având un caracter policiclic.

Referindu-se la Podişul Dobrogei de Sud, identifică mai multe faze de modelare subaeriană, în timpul cărora s-au format tot atâtea suprafeţe de nivelare, fosilizate ulterior de formaţiunile sedimentare depuse în timpul transgresiunilor marine. Cea mai mare parte a Podişului Dobrogei de Sud, exondată la sfârşitul sarmaţianului, a fost modelată în Pliocen şi Cuaternar. Pentru Dobrogea Centrală şi Dobrogea de Nord, caracterul policiclic al modelării peneplenei este vădit, autorii evidenţiind următoarele faze: prejurasic, postjurasic-albian şi postdanian.

Gr. Posea (1981, 1983), pornind de la aprecierile făcute de Gh. M. Murgoci (1912), Emm. de Martonne (1924) şi C. Brătescu (1928) asupra originalităţii reliefului Dobrogei de Nord, rezultat din prezenţa a numeroase corneturi (inselberguri), este primul care indică şi cartează păstrarea unor pedimente tipice, dominate de inselberguri sau cupole în toate subunităţile Dobrogei de Nord şi Dobrogei Centrale. Aceste pedimente s-au format în detrimentul unui relief iniţial peneplenizat şi apoi înălţat la altitudinile actuale de platou odată cu mişcările valahe. Procesele de pedimentaţie au început dinspre cele trei laturi relativ abrupte ale podişului, una în est, către Marea Neagră, şi două către Dunăre, în vest şi nord, de unde au pătruns şi în interiorul podişului, în lungul văilor care îl fragmentau. Sunt prezentate pedimentele din depresiunea Nalbant, care este considerată o vastă asociere de pedimente (pedimentele Cataloi-Dunavăţ, care cuprind aproape în totalitate Dealurile Tulcei, pedimentele de pe marginile dunărene nordice şi vestice ş.a). Cât priveşte vârsta, autorul consideră că pedimentaţia s-a realizat în timpul Villafranchianului în condiţiile unui climat arid.

N. Popescu (1988), referindu-se la relieful de pedimentaţie din partea de vest a Munţilor Măcin, constată că între culmile înalte ale acestora, care aparţin peneplenei dobrogene, şi Lunca Dunării există o asociere de pedimente şi vârfuri reziduale (inselberguri) ce intră în alcătuirea depresiunilor Greci, Cerna-Mircea Vodă, Dorobanţu şi Măgurele. După părerea autorului, complexul de pedimentaţie, care se desprinde prin denivelări de 150-200 m faţă de culmile montane, este alcătuit din două trepte: *pedimentele intermediare* (100-150 m), alcătuite din culmi şi vârfuri reziduale care se interpun între munte şi fundul depresiunilor, şi *pedimentele terminale*, care constituie o treaptă aproape continuă, ce înclină uşor către Lunca Dunării, şi care pătrund în interiorul muntelui sub forma unor pedimente laterale de vale. Remarcă, de asemenea, continuitatea complexului de pedimentaţie marginal mult către vest, unde se afundă sub depozitele pliocen cuaternare din cuprinsul Bălţii Brăilei şi Câmpiei Române. Autorul consideră că relieful marginal de pedimentaţie, realizat ca o prispă de racord între Dobrogea de Nord şi bazinul valah, s-a format în intervalul miocen superior-romanian, dar perfectarea acestor pedimente, îndeosebi în sectoarele de racord cu suprafaţa culmilor înalte ale Măcinului, a continuat şi în timpul Cuaternarului .

M. Ielenicz (1996), într-o lucrare de sinteză privind dealurile şi podişurile din România, consideră că în Dobrogea se poate vorbi de o pediplenă, rezultat al unei îndelungate evoluţii policiclice şi poligenetice, ale cărei înălţimi variate sunt puse pe seama înălţării diferenţiate din Pliocen şi Cuaternar, dar şi a rezistenţei diferite a rocilor la atacul eroziunii romanian-pleistocene. În Dealurile Tulcei cartează două trepte (200-300 m şi 120-180 m), urmate de un pediment ce coboară de la 100m.

M. Ielenicz şi Nela Burcea (2000), în studiul făcut asupra Dobrogei de Nord, identifică două suprafeţe de nivelare şi un nivel de pediment acoperit la poale de depozite loessoide. *Suprafaţa Măcin* (280-350 m) are o dezvoltare mai mare în Munţii Măcinului (se menţine sub formă de platouri restrânse dominate de vârfuri ascuţite sau rotunjite), dar şi vârfuri şi creste desfăşurate în acest interval hipsometric; este prezentă, pe spaţii mai restrânse şi în nordul Podişului Niculiţel. *Suprafaţa Niculiţel* (180-260 m) există în toate subunităţile nord-dobrogene (Dealurile Tulcei, Podişul Babadag şi Munţii Măcinului). Se adaugă *pedimentul*, ca o întinsă suprafaţa periferică ce pătrunde în lungul văilor principale sau al culoarelor depresionare. În privinţa suprafeţelor de pedimentaţie, autorii precizează că acestea sunt formate din două sectoare: unul superior, situat în vecinătatea culmilor, vârfurilor sau abrupturilor, altul inferior, mult mai extins, care este acoperit de loess şi depozite loessoide. Referindu-se la raporturile evolutive ale pedimentului cu unităţile înconjurătoare, consideră că acesta era mult mai extins către exterior. Ulterior, „el a constituit suprafaţa pe care au înaintat apele mării de la finele pleistocenului şi mai ales în holocen" (M. Ielenicz, Nela Burcea, *op. cit.*, p. 45).

Luând în discuţie evoluţia Dobrogei de Nord şi detaşarea treptelor de eroziune, autorii identifică mai multe etape. O primă etapă de modelare a avut loc după mişcările chimerice noi până la sfârşitul Cretacicului, când uscatul nord dobrogean (Munţii Măcinului, Podişul Niculiţel, Dealurile Tulcei şi Podişul Babadag) a fost unitar. De această etapă, în prezent, mai pot fi legate doar câteva fragmente situate la 280-350 m în Munţii Măcin şi nordul Podişului Niculiţel, pentru că relieful post-chimeric format în Podişul Babadag a fost fosilizat sub formaţiunile Cretacicului superior. A doua etapă de modelare, care, după exondarea Podişului Babadag, a cuprins din nou toate subunităţile Dobrogei de Nord, s-a desfăşurat în intervalul Paleogen-Romanian, când, în detrimentul treptei superioare şi a formaţiunilor cretacice din Podişul Babadag, s-a format a doua treaptă de nivelare – suprafaţa Niculiţel (180-260 m). A treia etapă de modelare a avut loc în Villafranchian-Pleistocen, când „în condiţiile unui climat secetos, cald sau rece, ale unei înălţări inegale ca intensitate, ale existenţei unui fond structural şi petrografic variat, s-a produs o intensă pedimentaţie" (M. Ielenicz, Nela Burcea, *op. cit.*, p. 47).

## *Concluzii*

Din prezentarea principalelor lucrări care se referă la relieful de nivelare al Podişului Dobrogei rezultă:

– interesul deosebit al autorilor pentru Podişul Dobrogei de Nord, unde, pe fondul unei peneplene sau pediplene dobrogene relativ unitare, au recunoscut cel puţin două suprafeţe de eroziune, interpretate fie ca terase sau suprafeţe de abraziune formate în timpul Pliocenului şi Pleistocenului, îndeosebi cele cu înălţimi sub 100 m, fie ca trepte de pedimentaţie;

– identificarea unor reliefuri fosile (îndeosebi în Podişul Dobrogei de Sud şi în Podişul Babadag), a unor reliefuri parţial sau total exhumate a căror modelare a fost continuată în etapele ce au urmat exhumării;

– acceptarea caracterului policiclic şi poligenetic pentru peneplena sau pediplena dobrogeană;

– invocarea eroziunii diferenţiale în formarea şi menţinerea unor suprafeţe de nivelare, dar şi în formarea corneturilor sau inselbergurilor;

– acceptarea de către unii autori a mişcărilor tectonice care au condus la deformarea şi diferenţierea altimetrică a suprafeţelor de nivelare.

### 2.2. *Condiţii generale care au controlat formarea reliefului de nivelare*

Modelarea de ansamblu a Podişului Dobrogei pe o perioadă îndelungată de timp a fost condiţionată de o multitudine de factori endogeni şi exogeni ai căror parametri s-au modificat temporal şi regional, impunând astfel sisteme morfogenetice diferite şi succesive care au acţionat pe un fond tectonic, structural şi litologic diferenţiat şi el, atât spaţial, cât şi temporal. Formarea unor suprafeţe de nivelare generalizate de tipul peneplenei sau pediplenei dobrogene, detaşarea unor suprafeţe de nivelare cu extindere regională limitată, situate la marginea podişului sau în interiorul său (depresiuni, bazine hidrografice), presupune stabilitatea relativă şi pe timp îndelungat a nivelului de bază, a activităţii tectonice şi a sistemelor de modelare impuse în majoritatea lor de condiţiile climatice.

*Evoluţia paleogeografică* a fost determinată de tipul şi amploarea mişcărilor tectonice (au impus structogeneza marilor unităţi ale Podişului Dobrogei şi evoluţia lor ulterioară), de frecvenţa şi amploarea regresiunilor şi transgresiunilor marine (au stabilit temporal şi regional spaţiile de uscat supuse proceselor morfogenetice, dar şi spaţiile ocupate de apele marine în care au avut loc procese de sedimentare în urma cărora a rezultat diversitatea litologică), precum şi de condiţiile climatice (au controlat tipurile agenţilor şi proceselor exogene). Astfel, în evoluţia paleogeografică a Podişului Dobrogei pot fi separate două mari tipuri de etape cu tendinţe evolutive diferite, şi anume: *etape structogenetice*, în timpul cărora au fost definite tipurile structurale, direcţionările structurale (cute, dislocări) şi ansamblurile litologice, ce vor fi ulterior supuse modelării subaeriene, şi *etape reliefogene* controlate de agenţii externi, de mişcările epirogenetice şi de nivelele de bază.

Pentru relieful actual, importante sunt doar etapele reliefogene care au urmat ultimului ciclu de sedimentare. Reliefurile formate în timpul exondărilor temporare, de lungă sau mai scurtă durată, au fost fosilizate de depozitele ciclurilor de sedimentare următoare, ele nemaiavând semnificaţii majore pentru configuraţia reliefului actual. Succesiunea acestor etape şi timpul când s-a produs ultima exondare, după care a început formarea reliefului actual, au impus diferenţieri regionale.

Munţii Măcin, a căror structură majoră a fost definită în urma fazelor bretonă şi sudetă ale orogenezei hercinice, au fost definitivaţi structural în urma mişcărilor neochimerice (sfârşitul Jurasicului), după care au intrat definitiv în sfera modelării subaeriene. Relieful care s-a putut forma în timpul Triasicului şi Jurasicului a fost probabil complet distrus de aranjamentele tectonogenezelor chimerice vechi şi chimerice noi.

Podişul Niculiţel, structurat în timpul Triasicului şi definitivat în urma mişcărilor neochimerice, are un relief a cărei modelare a devenit dominantă la sfârşitul Jurasicului.

Dealurile Tulcei, cu un soclu asemănător Munţilor Măcin, rezultat în urma orogenezei hercinice, şi o cuvertură sedimentară alcătuită din formaţiuni triasice şi jurasice a căror tectonogeneză a fost stabilită după mişcările neochimerice, îşi încep modelarea subaeriană (etapele reliefogene) la sfârşitul Jurasicului.

Podişul Babadag, cu un fundament similar Dealurilor Tulcei, ce a fost definitivat în urma mişcărilor chimerice noi (sfârşitul Jurasicului), peste care s-a depus, după o perioadă de exondare (Neocamian-Barremian), o cuvertură sedimentară cretacică (Apţian-Senonian), a intrat în sfera modelării subaeriene definitive la începutul Paleogenului.

Relieful Podişului Dobrogei de Nord, care include şi toate suprafeţele de nivelare, a început deci să se formeze încă de la sfârşitul Jurasicului, după mişcările chimerice noi care definitivează structural cea mai mare parte a acestei regiuni. În Podişul Babadag, modelarea post-chimerică a fost întreruptă în prima parte a Cretacicului inferior, când relieful, care ajunsese în stadiul unei pediplene (M. Ielenicz şi Nela Burcea, 2000), a fost fosilizat de formaţiunile depuse în timpul transgresiunii Cretacicului superior. Procesele morfogenetice au fost reluate la începutul Paleogenului, dar, de data aceasta, pe sedimentarul cretacic.

Podişul Dobrogei Centrale, structurat încă de la începutul Paleozoicului, este prima unitate dobrogeană care intră în sfera modelării subaeriene. Procesele reliefogene au fost întrerupte doar de transgresiunile din timpul Jurasicului mediu şi superior şi din timpul celei de-a doua jumătăţi a Cretacicului inferior, când apele au acoperit şi au fosilizat parţial partea nordică a podişului prin sedimentele depuse pe o întinsă câmpie de eroziune (peneplenă sau pediplenă), formată pe şisturile verzi ale fundamentului pe toată durata Paleozoicului şi apoi până către Jurasicul mediu. Procesele de eroziune care au avut loc în prima

jumătate a Cretacicului inferior şi după Cretacicul inferior au continuat modelarea lui concomitent cu aceea a uscatului nord-dobrogean. Deci, începând cu Cretacicul, Podişul Dobrogei Centrale şi Podişul Dobrogei de Nord (cu o scurtă întrerupere în Podişul Babadag în timpul transgresiunii cretacice) formau un uscat unitar supus proceselor de modelare.

Podişul Dobrogei de Sud, cu un fundament Proterozoic, a funcţionat din Paleozoic până la sfârşitul Sarmaţianului ca bazin de sedimentare supus repetat unor regresiuni şi transgresiuni marine impuse de mişcările epirogenetice. În timpul regresiunilor, regiunea era exondată, iar pe formaţiunile transgresiunii anterioare se forma un relief ce se ataşa temporar uscatului Dobrogei Centrale: transgresiunile marine, care urmau a se fosiliza prin sedimentele depuse aceste reliefuri. Astfel că, în structura Dobrogei de Sud, se găsesc cel puţin opt niveluri de relief fosil, separate prin stive groase de sedimente. Cea mai mare parte a acestui podiş a fost exondată la sfârşitul Sarmaţianului, când a intrat definitiv sub incidenţa agenţilor de modelare externi. Apele marine revin în timpul Pliocenului, dar ele acoperă doar o mică porţiune din sud-vestul Podişului Oltinei, unde formează terasa de abraziune identificată de C. Brătescu (1928). Astfel, începând cu Pliocenul, Podişul Dobrogei devine un uscat unitar. Relieful, a cărei modelare a început în timpuri diferite, are de acum o evoluţie comună care a fost perturbată doar de mişcările neotectonice diferenţiate regional.

În Cretacicul superior, când s-a produs transgresiunea în Culoarul Babadagului, Dobrogea s-a transformat în două mari insule, una formată din Munţi Măcin, Podişul Niculiţel şi Dealurile Tulcei, alta reprezentată de cea mai mare parte a Podişului Casimcei (M. Ielenicz şi Nela Burcea, 2000). Gh. M. Murgoci (1912) consideră că masivele Sacarbair (Atmagea) şi Cârjelari au rămas probabil şi ele ca insule pe timpul când marea cretacică a existat între catenele din nord şi dealurile din sudul acestui podiş. De la sfârşitul Cretacicului până la sfârşitul Sarmaţianului, Dobrogea de Nord şi Dobrogea Centrală au funcţionat ca o insulă înconjurată de apele bazinelor Getic, Pontic şi cele din Depresiunea Predobrogeană. Ele formau un nivel de bază comun supus doar modificărilor eustatice (transgresiunii şi regresiunii) şi mişcărilor epirogenetice. În Pliocen şi Pleistocen, după retragerea apelor sarmaţiene din Dobrogea de Sud, întregul podiş al Dobrogei a devenit o peninsulă mărginită de apele bazinelor Getic şi Pontic, legate cu mici întreruperi prin culoarul marin din nordul Dobrogei.

Deci, în cea mai marte parte a timpului, Podişul Dobrogei a fost înconjurat de apele marine care au stabilit un nivel de bază unitar şi relativ stabil. Faţă de acesta se desfăşoară întreaga evoluţie a reliefului, ajuns de mai multe ori în stadii de echilibru dinamic ce corespund formării suprafeţelor de nivelare. Neuniformitatea lor, privind gradul de fragmentare şi altitudinea diferită, poate fi explicată prin amploarea şi sensul mişcărilor tectonice care au afectat diferit anumite compartimente ale Podişului Dobrogei. Înălţările mai active care au avut loc până la sfârşitul Miocenului în nord-vestul podişului, urmate

de uşoare lăsări spre sud, sud-est şi est, au impus fragmentarea şi înălţarea mai accentuată a suprafeţelor de nivelare, în regiunile nordice şi nord-vestice ale Munţilor Măcin şi Podişului Niculiţel, dar şi coborârea acestora, precum şi mai buna lor conservare, în regiunile estice şi sud-estice ale Dealurilor Tulcei. Înălţările mai accentuate în timpul Pliocenului şi Pleistocenului, din partea centrală a Podişului Casimcei şi a Podişului Dobrogei de Sud, au contribuit la fragmentarea mai recentă şi păstrarea mai bună a vechilor suprafeţe de nivelare. De aceea, deformarea suprafeţelor de nivelare, îndeosebi a peneplenei (pediplenei) dobrogene îngreunează racordarea lor altimetrică pe spaţii mai mari.

Litologia şi structura, mult diferenţiate regional, au contribuit la diversificarea morfogenezei şi fizionomiei reliefului de nivelare în cele trei mari compartimente morfostructurale ale Podişului Dobrogei:

– în Dobrogea de Nord, prezenţa rocilor dure (cuarţit, magmatite), direcţionate pe aliniamente structurale, a favorizat formarea şi păstrarea inselbergurilor ce domină întinse suprafeţe de nivelare de tipul pedimentelor;

– în Dobrogea Centrală, marea extindere a şisturilor verzi a condus la uniformizarea reliefului de nivelare, vârfurile dominante rămânând doar sub formă de cupole;

– în Dobrogea de Sud, netezimea reliefului a fost impusă de predominarea calcarelor sarmaţiene şi de structură aproape tabulară a acestora, astfel că interfluviile şi nivelele locale de eroziune se prezintă frecvent sub formă de platouri şi trepte structurale;

– cuvertura de loess, cu grosimi de până la 30-40 m, estompează diferenţierile morfologice pe aproape tot cuprinsul Podişului Dobrogei, ea fiind înlăturată doar de pe culmile cele mai înalte şi de pe vârfurile reziduale.

## 3. Terasele din Dobrogea

Interpretarea genetică a treptelor de relief s-a realizat în majoritatea situaţiilor în contextul urmăririi de către diferiţii cercetători a evoluţiei unei anumite părţi a Dobrogei. În acest sens, treptele superioare, la nivelul interfluviilor, au fost incluse în grupa suprafeţelor de eroziune precuaternare, iar cele inferioare din lungul văilor au fost considerate terase. Mai mult, vecinătatea mării a condus, uneori, la o încercare de paralelizare cu treptele din scara „Dépèré”, impunând indirect eustatismul ca factor determinant în apariţia lor.

### *3.1. Problema teraselor fluviatile*

Terasele sunt menţionate în bazinele râurilor mai importante – Teliţa şi Taiţa (C. Brătescu, 1928, M. Iancu, 1966), Casimcea (I. Rădulescu, 1966),

Ţibrin (I. Petrescu Burloiu, N. Basarabeanu, 1972). Numărul acestora diferă. Sunt menţionate trei pe sud-vestul Dobrogei, una pe Teliţa, Taiţa şi afluenţii dunăreni din nord-vest şi nord. Se reţin lipsa şi semnalarea unui singur nivel pentru regiunea de nord-vest a Dobrogei şi a două-trei nivele în sud.

Terasele se ridică până la 65 m, cea mai mare frecvenţă având-o cele de 2-5 m şi 8-10 m. Treptele cu altitudine relativă mai mare de 35 m sunt considerate precuaternare şi cu altă origine decât cea fluviatilă. Unele diferenţe altimetrice, semnalate îndeosebi în lungul Casimcei, sunt puse de I. Rădulescu (1966) pe seama deosebirilor de rocă sau de structură geologică.

Desfăşurarea teraselor nu este uniformă. Ele apar frecvent ca petice şi la distanţe relativ mari. De obicei, sunt semnalate la confluenţele mai importante, în cursul inferior (mai ales spre Dunăre) şi la baza versanţilor structurali. De asemenea, dimensiunile lor sunt relativ reduse, extensiune având-o doar peticele din sectoarele de confluenţă.

Sub raport structural ies în evidenţă două aspecte. Mai întâi, marea majoritate a peticelor semnalate apar ca trepte în rocă, pe patul cărora se află loess sau depozite loessoide cu grosimi diferite. Al doilea aspect se referă îndeosebi la nivelul de 2-4 m şi mai rar la cel de 8-10 m. În structura acestora se remarcă un depozit format din nisipuri şi prafuri, a căror origine trebuie legată fie de acumulările proluviale din sectoarele de confluenţă, fie de materialele spălate de pe versanţi. Deci acestea nu reprezintă depozite fluviatile, ci unele de provenienţă laterală.

În explicarea formării teraselor din lungul văilor principale, cei mai mulţi autori pun accent pe doi factori – oscilaţiile de nivel ale mării sau lacului din Câmpia Română şi ridicarea mai rapidă a unor sectoare din Dobrogea. Corelând, forţat, oscilaţiile nivelului Mării Negre cu treptele existente, s-a ajuns la încadrarea lor în schema „Dépèré”.

Cartările realizate în ultimul deceniu de către Gr. Posea, N. Popescu ş.a., în diferite sectoare din Dobrogea, împing spre o altă interpretare a treptelor prezentate ca terase.

Cei trei factori de bază în geneza teraselor n-au acţionat în Cuaternar în sensul unei evoluţii creatoare de trepte de acest gen. Mişcările neotectonice pozitive s-au produs pentru o bună parte din Dobrogea la finele Pliocenului şi au slăbit extrem de mult spre şi în Cuaternar, când, mai ales, au lipsit ruperile de ritm favorabile apariţiei teraselor.

Factorul climatic, îndeosebi datorită cantităţilor de precipitaţii reduse (300-400 mm) pe fondul general al variaţiilor termice din a doua parte a pleistocenului, a stimulat eroziunea laterală, favorizând continuarea proceselor de pedimentare din Pliocenul superior şi Pleistocenul inferior. Deci, s-a continuat lărgirea văilor prin extinderea pantelor de eroziune spre versant, concomitent cu continuarea acumulării de materiale pe fundul acestora.

Oscilaţiile nivelului de bază impuse de eustatism, factor atât de mult indicat de mulţi cercetători, au avut un răsunet destul de slab pentru râurile din podiş. Se ştie că de la finele Pleistocenului mediu, nivelul mării s-a retras treptat spre est, linia de ţărm situându-se pe aliniamentele tot mai depărtate pe platforma continentală care, prin exondare, a devenit câmpie litorală cu pantă extrem de mică. Actualele văi dobrogene constituiau, astfel, bazinele superioare (obârşia) ale unei reţele care se prelungea mult către est. În aceste condiţii, manifestarea eroziunii regresive impusă de coborârea nivelului mării nu s-a resimţit până în sectorul superior al văilor decât extrem de slab. Aici, adâncirea slabă a văilor a fost însoţită de o lărgire a fundurilor de vale atât prin eroziunea laterală (stimulată de şuvoaiele temporare de apă şi mâl de tipul selurilor), cât şi printr-o activă evoluţie de versant. În Holocen, revenirea liniei de ţărm la poziţia de astăzi a dus, mai întâi, la încercarea celei mai mari părţi din reţeaua anterioară, apoi la accentuarea acumulării de materiale pe fundurile de vale (proces intens în timpul transgresiunii Marea Neagră Nouă, când nivelul a ajuns la +5 m în raport cu situaţia actuală). Regresiunea dacică – petrecută când nivelul mării a coborât relativ rapid la 4 m (deci o amplitudine de 9-10 m) – s-a resimţit în sectorul inferior al unor văi printr-un uşor proces de adâncire a râurilor în fundurile de vale colmatate anterior. Au rezultat trepte, care în funcţie de poziţia albiei, mai apropiată sau mai depărtată de ţâţâna glacisurilor, au căpătat altitudini relativ diferite (4 m, 5 m, 6 m, 10 m). Ca urmare, cele două terase acumulative inferioare semnalate de diferiţi autori nu reprezintă altceva decât sectoare de pediment (glacis) secţionate în poziţii diferite. Deci, ca terase fluviatile pot fi socotite doar treptele aflate la sub 5 m, în vecinătatea albiei actuale, şi în cursul inferior al principalelor râuri. Şi originea teraselor în rocă de la 35-50 m sau 55-80 m este discutabilă. Ele apar ca trepte disparate, înclinate spre axul văii evidenţiind provenienţa din pedimente vechi sau din trepte rezultate prin eroziune diferenţială la contactul dintre litofaciesuri (Dobrogea Centrală).

În ceea ce priveşte vârsta, cercetătorii care le-au urmărit, fără nici o dovadă sigură, fie că le-au încadrat în schema „Dépèré", fie pe criteriul altitudinii, le-au considerat ca holocene pe cele de 4 m şi 10 m şi ca Pleistocen superior pentru nivelul de 35-55 m. Treptele cu înălţime mai mare au fost plasate la finele Pliocenului şi începutul Cuaternarului.

Deci treptele de 4 şi 10 m au fost detaşate recent, în Holocenul superior (2000-3000 de ani în urmă), acumularea materialelor realizându-se într-un interval îndelungat, început din Pleistocenul superior şi până în Holocenul mediu. Celelalte trepte, în rocă, sunt mult mai vechi, ele derivând din glacisuri şi pedimente vechi (pliocen superior-pleistocen mediu).

### *3.2. Terasele de abraziune*

În studiile referitoare la latura maritimă şi cea fluviatilă (mai ales nordică) a Dobrogei sunt indicate trepte la 3-5 m, 6-8 m, 10-15 m, 20-30 m,

40-50 m etc. Cea mai bună desfăşurare, cu mici posibilităţi de racordare, o are prima treaptă (mai ales în dreptul limanelor şi lagunelor şi la baza culmei Dunăvăţ). În sectorul litoral, Gh. Munteanu Murgoci (1914) şi C. Brătescu le neagă. Desfăşurarea slabă a primei trepte pe ţărmul de la sud de Constanţa se datorează procesului de ingresiune, determinat, pe de-o parte, de transgresiunea dacică, iar pe de altă parte, de uşoara lăsare a sectorului sud-estic al podişului sud dobrogean. Gr. Posea (1980) explică acest proces prin faptul că „ţărmul nu a ajuns la un profil de echilibru, a fost şi este în continuă retragere facilitată atât de lăsarea uscatului dar şi de ridicarea nivelului apei"; se adaugă rezistenţa plăcii calcaroase care încetineşte intensitatea procesului. Pe pâraiele care ajung la mare, transgresiunea neolitică a pătruns mult, întrucât fundul văilor realizat anterior era coborât. Prin regresiunea dacică, nivelul mării a coborât suficient pentru a lăsa în jurul actualelor limane o treaptă de abraziune.

Celelalte trepte, mai înalte de 5 m, există doar pe porţiuni reduse, nu trec cu uşurinţă de la un sector la altul şi apar fie la nivelul plăcii de calcar, fie pe formaţiunile loessoide. Dar, cum după depunerea loessului nivelul mării nu s-a ridicat mai mult de 5 m, rezultă că tăierea prin abraziune a tuturor treptelor dezvoltate în aceste depozite şi care au o înălţime mai mare de 5 m se exclude. Fruntea lor a rezultat fie din modul de acumulare al materialului, fie prin manifestarea tasării, sufoziunii, spălării în suprafaţă etc., care au acţionat mai intens în dreptul rupturilor de pantă (spre lacuri şi ţărm). Treptele existente la nivelul de 3-4 m pe diferite formaţiuni dure din Dobrogea Centrală şi de Nord sunt legate de pedimente vechi de caracteristicii structurale sau petrografice, dar şi de o nivelare prin abraziune, determinată de transgresiunea dacică.

Cele şapte terase de abraziune indicate de Al. Roşu (1972) pe latura de nord-vest a Dobrogei de Nord nu se verifică. Aici există două suprafeţe de nivelare, din care cea inferioară păstrează clar aspectul unui pediment extins. Fragmentarea poalelor acestuia de către Dunăre sau de către unii afluenţi, în Holocen, în poziţii diferite, a permis apariţia unor boturi de deal, mai mult sau mai puţin alungite, care se ridică deasupra luncii Dunării la înălţimi de 2-4 m, 8-10 m, 15-20 m, 30-45 m, 55-65 m.

Deci, problema teraselor de abraziune trebuie legată doar de fâşia litorală şi redusă la treapta locală de 3-5 m. În rest, avem de-a face cu trepte provenite din pedimente sau din secţionarea cuverturii loessoide.

### *3.3. Terasele lacustre*

*Terasele lacustre* au fost descrise îndeosebi pe latura dunăreană. Astfel, C. Brătescu (1938) indică o terasă lacustră Levantină (Romaniană) în sectorul de

sud-vest, la 120-145 m, cu caracter aluvionar, ce-a suferit o uşoară ridicare în cuaternar. Ulterior, P. Coteţ (1969) o extinde până la Hârşova, ca treaptă, dar presupune modelarea prin abraziune lacustră în Levantin (Romanian), şi în nord-vestul, şi nordul Dobrogei. I. Rădulescu (1966) cartează şi descrie terase de abraziune lacustră de 20-35-55 m şi 55-85 m (poduri foarte largi de 8-10 km); trecerea de la una la alta este foarte neclară; amândouă se termină deasupra luncii Dunării, prin povârnişuri cu caracter loessoid, ce au grosimi de 15-70 m; le apreciază ca rezultat al abraziunii efectuate de lacul Levantin din Câmpia Română, fazele guriană şi ceaudiană. Sofia Iana (1970), în teza de doctorat, separă în Podişul Oltina mai multe trepte cu origine complexă lacustră-continentală aflate în intervalul 90-145 m, iar N. Basarabeanu (1972) indică o terasă de abraziune a lacului Cuaternar la 25-35 m, la Capidava.

Deşi altitudinile la care au fost indicate variază destul de mult, în realitate, avem de a face cu o singură treaptă, care, în Dobrogea de Nord şi Dobrogea Centrală, are caracteristici tipice de pediment ce coboară uşor spre Dunăre, iar în Dobrogea sudică, de câmpie erozivo-structurală înălţată şi pe care s-au acumulat în pleistocenul superior loessuri.

Pe latura de est a Dobrogei, în jurul lacurilor, există o treaptă ce înclină spre axul cuvetelor şi care se păstrează la 10-15 m înălţime faţă de oglinda apei. Ele nu reprezintă terase lacustre, după cum s-a bănuit, ci un fund de vale vechi, cu origine complexă (pedimente, diferenţe structurale). Sub el se află terasa de abraziune marină de 3-5 m şi faleze lacustre, formate în Holocen superior-actual, în loessul ce acoperă placa sarmatică calcaroasă.

Deci, în Dobrogea, terase fluviatile şi de abraziune marină se întâlnesc izolat, pe sectoare mici; ele aparţin unei singure trepte, la 3-5 m, şi apar în cursul inferior al râurilor mai mari (Teliţa, Taiţa, Slava, Casimcea, Ţibrin etc.) sau local, în vecinătatea ţărmului (terasă de abraziune). În lungul râurilor, acolo unde apar ele, se continuă lateral prin prispe de pediment.

Terasele de abraziune lacustră tipice, de vârstă cuaternară, lipsesc. Cele care au fost încadrate în acest tip aparţin fie secţiunii exterioare a unor pedimente care, în romanian, au suferit lateral şi o modelare uşoară prin abraziune, fie unor deosebiri structurale.

## 4. Relieful litostructural

Cea mai mare parte a provinciei istorico-geografică, Dobrogea, este o regiune de podişuri, în cuprinsul cărora, uneori, fragmentarea a condus la dezvoltarea unor forme de tipul culmilor deluroase, la culoare de văi largi şi depresiuni.

Ele însumează cca 10 400 km$^2$, adică 4,3% din teritoriul României, şi se caracterizează morfologic prin altitudini reduse (doar în câteva vârfuri în nord-vest depăşesc 400 m; 89% se află la sub 200 m), energie de relief frecvent sub 100 m, valori ale fragmentării orizontale de 0,5-1 km/km$^2$, impuse îndeosebi de văi cu

scurgere semipermanentă, şi două categorii de pante evidente (0-5º – dominant pe platouri, glacisuri, lunci – şi peste 30º pe abrupturi structurale, petrografice şi faleze). În baza acestor elemente, este greu de presupus că în aceste unităţi există forme de relief care să aibă caracter structural sau petrografic tipic. Prezenţa lor a fost determinată însă de evoluţia complexă realizată pe o durată mare de timp, care s-a exercitat pe un fond structural variat şi în condiţiile unei neotectonici cu impulsuri limitate ca intensitate.

Structural, Podişul Dobrogei constituie o mare unitate, formată treptat la marginea Platformei est-europene (sector al Plăcii Euroasiatică), unde există o labilitate mai mare ce a condus la separarea de microplăci (Moessică din care s-a separat ulterior cea dobrogeană), la fracturi profunde (unele cu caracter de rifting) şi flexuri, iar din depărtarea sau apropierea plăcilor, la crearea unor bazine de sedimentare sau dezvoltarea de energie de orogen ce a creat în mai multe rânduri sisteme cutate cu amploare diferită. În timp, se pot separa mai multe faze, în urma cărora s-a dobândit structura majoră actuală. Cele mai vechi de care se leagă realizarea fundamentului, prin mişcări orogenetice, sunt Proterozoic (Dobrogea de Sud), Proterozoic superior-Paleozoic inferior (Dobrogea Centrală), Paleozoic superior-Neozoic (Dobrogea de Nord), iar cele mai noi, în care s-a format suprastructura sedimentară (diferită ca grosime, extindere şi alcătuire de la o unitate la alta) corelată tectonic cu mişcări epirogenetice, fracturări şi unele cutări, în Mezozoic (Dealurile Tulcei şi Podişul Babadag). Ca urmare, la finele Mezozoicului, s-a dobândit întregirea unităţii structurale dobrogene, ea devenind rigidă şi suferind ulterior doar ridicări sau coborâri cu amploare diferită, determinate de impulsuri tectonice din exterior. Reprezintă o parte din microplaca Marea Neagră (St. Airinei) care subduce în NV subunităţile orogenului carpatic de la curbura acestuia.

### *4.1. Reliefuri litostructurale*

Structural, Podişul Dobrogei este alcătuit din trei unităţi principale, formate orogenetic în faze diferite, ce au o alcătuire şi evoluţie deosebite (Dobrogea de Sud, Dobrogea Centrală şi Dobrogea de Nord) şi care sunt separate de fracturi profunde. De la finele Pliocenului, evoluţia este comună pe întreg spaţiul (o câmpie ce-a suferit uşoare ridicări în NV şi SV) pe care eroziunea a impus diferenţierea de forme de relief structural şi petrografic.

***4.1.1. Dobrogea de Sud*** se desfăşoară la sud de falia Capidava-Ovidiu, este cea mai veche unitate structurală realizată în proterozoic, devenită rigidă în cambrian, supusă unei intense erodări în Paleozoic (ajunge câmpie de eroziune), când, de altfel, este şi fragmentată tectonic blocurile rezultate, suferind mişcări

pe verticală, diferite ca sens şi intensitate. În mai multe rânduri, ele au fost acoperite de mare, rezultând o groasă pătură sedimentară (formaţiuni dominant detritice în paleozoic, carbonatice în Mezozoic şi miocen, detritice la finele Pliocenului şi loessuri în Cuaternar).

Ca urmare, a rezultat o structură discordantă complexă, cu o bază cristalină fragmentată în blocuri, aflată la adâncime, şi o masă sedimentară relativ tabulară, cu flexuri şi falii locale.

*Relieful structural* a rezultat pe seama modelării din Pliocen superior-Cuaternar.

Deşi relieful pre-Pleistocen superior este în cea mai mare măsură fosilizat de loessuri şi depozite loessoide (grosimi de la 2 m la peste 40 m), totuşi, tiparele sale generale se reflectă în caracteristicile văilor şi interfluviilor. Acestea au fost condiţionate de placa de strate calcaroase sarmaţiene, în cea mai mare măsură desfăşurate orizontal, în care, prin adâncirea râurilor, au rezultat platouri structurale întinse, văi şi depresiuni simetrice dar cu versanţi în trepte.

• *Platourile structurale* sunt specifice pe toate interfluviile, dar au o lărgime maximă în sectorul central-estic (Cobadin-Mangalia), unde altitudinile sunt reduse (sub 100 m), iar văile sunt puţine şi au adâncime mică; aici, pătura de loess are o grosime ridicată. În vest şi sud-vest, altitudinile mai ridicate au favorizat pe de o parte adâncirea râurilor, iar pe de alta, o fragmentare mai accentuată, încât uneori se trece de la profilul transversal plat la cel convex, platoul fiind decupat într-o suită de interfluvii relativ înguste, orientate, mai ales, către Dunăre. Netezimea platourilor este întreruptă rar de către *movile* înalte de câţiva metri şi care au o origine antropică sau de către *excavaţii* circulare sau ovale reprezentând *doline* sau *cariere*.

• *Văile*, în marea majoritate, sunt fără apă, scurgerea realizându-se temporar după căderea precipitaţiilor. Se impun câteva caracteristici – simetria (determinată de structură), profilul în forma literei U, cu versanţi povârniţi (tăiaţi în loess) sau în trepte separate în calcare, albii cu lăţimi care cresc mult în sectorul inferior al văii, dar care peste tot sunt netede, pietroase şi uscate. În majoritatea situaţiilor nu apare o trecere evidentă între albia minoră şi una majoră, întrucât la precipitaţiile abundente cu caracter de aversă se realizează o scurgere care cuprinde aproape în întregime fundul văii, iar şuvoaiele de apă determină anularea oricăror diferenţieri. În cazul văilor mari precum Mangalia, Carasu (înainte de intervenţiile antropice), ca şi în sectoarele inferioare ale celor care ajung în lacurile din lunca Dunării (Vederoasa), se poate face o diferenţiere a unei albii cu apă permanentă care este încadrată de sectoare mlăştinoase şi apoi de glacisuri coluvio-proluviale cu mult material loessoid spălat. Valea Mangalia reprezintă cel mai tipic *canion* dezvoltat într-un podiş jos; are versanţi abrupţi, dar în trepte cu diferenţe de nivel de peste 40 m. La fel de interesante sunt Vederoasa, Urluia şi Canaraua Fetii.

• *Versanţii* au forme variate dar care pot fi reduse la trei situaţii:

Versanţii tăiaţi în calcarele sarmaţiene sau în stratele plăcii cretacice (pe latura dunăreană la sud de Cernavodă şi în Podişul Medgidiei), la care abruptul impus de depozitele loessoide trece în pante accentuate, dar în trepte (la nivelul stratelor de calcar mai compact); la bază, există o fâşie coluvio-proluvială rezultată din acumularea materialelor desprinse de deasupra.

Versanţii văilor adâncite în loess, dar şi în partea superioară a plăcii calcaroase au de regulă o formă concavă impusă de abruptul în loess şi de acumulările coluviale de la contactul cu albia.

Versanţii maritimi (faleze), dezvoltaţi în loess şi pe 0,5-2 m în placa sarmaţiană. În întregime sunt abrupţi, dar la nivelul plăcii, valurile au creat trepte separate de surplombe; prin retragerea lor a rezultat la bază o suprafaţă de abraziune (± 0,5 m).

• *Depresiunile structurale* simetrice sunt individualizate în sectoarele de confluenţă sau în cursul inferior al văilor dunărene. În unele situaţii (Podişul Negru Vodă), evoluţia carstică a dus la individualizarea unor depresiuni de tip *polii* sau *uvale* (Negru Vodă, Amzacea, Mereni etc.) simetrice şi încadrate de versanţi prelungi.

*Relieful petrografic* este legat de două tipuri de roci – calcarele şi loessul – ce au o desfăşurare largă, ultimul fiind în toată Dobrogea. Calcarele sarmaţiene se află la suprafaţă (o placă cvasiorizontală), iar sub acestea sunt calcare eocene, cretacice, jurasice (grosimi diferite), de toate legându-se diferite forme carstice.

În nivelul superior, s-au identificat mai întâi depresiuni carstice de tipul *dolinelor* şi *poliilor*. Ultimile sunt indicate de Ilie I. (1969) la Negru Vodă, Amzacea, Mereni, Topraisar, Cerchezu. Văile tăiate în calcare sunt înguste, au o energie de relief de 30-60 m; versanţii sunt frecvent abrupţi, au „ferestre" şi izvoare ce pun în evidenţă un endocarst. Cele mai importante văi sunt Canaraua Fetei, Mangalia, Urluia. Există şi *goluri subterane* cu dimensiuni mici, cele identificate fiind în jurul văii Mangalia (Limanu, Movile – celebră prin formele de viaţă legate de un mediu sulfuros); la unele peşteri, galeriile au suferit modificări antropice, omul folosindu-le ca refugii şi adăpost. În formaţiunile calcaroase mai vechi (îndeosebi în cele mezozice), au fost remarcate prin foraje *goluri umplute cu apă*, ceea ce denotă mai multe *nivele de carstificare etajate*. În versanţii rezultaţi prin secţionarea canalului Dunăre-Marea Neagră, dar şi în cei ai unor văiugi, se pot observa doline şi porţiuni din văi umplute cu bauxită (în calcare mezozoice) sau cu loess.

***4.1.2. Dobrogea Centrală***, încadrată de fracturile majore Capidava-Ovidiu şi Peceneaga-Camena, este alcătuită dominant din roci metamorfice (îndeosebi şisturi verzi) aparţinând proterozoicului superior şi paleozoicului timpuriu, când s-au înregistrat şi mişcările tectonogenetice ce-au

creat o unitate structurală nouă ataşată Dobrogei de Sud, dar şi un relief ce-a fost supus unei îndelungate nivelări (până în jurasic). Câmpia de eroziune rezultată a fost acoperită de mare în jurasic şi cretacic, fiind fosilizată de o masă sedimentară calcaroasă şi generând, prin aceasta, o structură complexă discordantă. De la finele cretacicului şi până în prezent, Dobrogea Centrală va fi uscat supus unei îndelungate modelări de către agenţii externi. Rezultatul va fi în primul rând îndepărtarea aproape totală a suprastructurii sedimentare, exhumarea peneplenei prejurasice şi, prin aceasta, dezvoltarea de forme de relief discordant specifice Podişului Casimcea.

• *Peneplena exhumată* ocupă cea mai mare parte din interfluviile podişului, remarcându-se prin netezimea şi lărgimea podurilor acestora, dar şi prin uşoare denivelări, uneori mascate de depozitele loessoide acumulate în pleistocenul superior, pe grosimi nu prea mari.

• *Depresiunile de contact* au rezultat în lungul unor văi dezvoltate la limita calcarelor cu rocile cristaline. Tipice sunt pe Valea Casimcei, între Casian şi Cheia (calcarele sunt în sud şi cristalinul în nord), în aval de Palazu Mic şi în cuprinsul lacului Taşaul (calcare la nord şi cristalin în sud). În prima situaţie, depresiunea este asimetrică, cu un şes de 0,5-2 km lăţime, încadrat de un versant abrupt în calcare şi unul lin pe cristalin (sectorul inferior al unui pediment local). În al doilea caz, depresiunile sunt simetrice, cu versanţi abrupţi, secţionaţi atât în calcare, cât şi în cristalin, situaţie probabil determinată de abraziunea marină de la începutul Holocenului, când nivelul mării era la +5 m, dar şi ulterior, prin abraziune lacustră, după formarea lagunei Taşaul.

Se adaugă şi alte bazinete depresionare, la obârşia unor văi orientate spre Carasu sau Dunăre. Între ele este cel de pe valea Crucea, dezvoltat pe cristalin, în amonte de cheile tăiate în calcare.

• *Văile epigenetice* sunt înguste, cu versanţi abrupţi şi o albie de câţiva metri lăţime. Sunt dezvoltate în calcar şi în cristalinul din bază, ele urmărind direcţii impuse de topografia postjurasică (Cataloi şi Crucea, orientate spre sud, Dorobanţu, Dropia, Cabul, afluenţi ai văii Carasu şi Casimcea la Gura Dobrogei etc.).

• *Formele de relief secundare* au dimensiuni reduse şi aparţin uneia sau alteia din cele două structuri suprapuse. Astfel, pe cristalin există: martori de eroziune de tip *inselberg* care domină pediplena cu câţiva zeci de metri (bazinele superioare ale râurilor Casimcea şi Topolog), *pedimente* din pliocenul superior, aflate sub nivelul peneplenei ca nivele pe văile principale (Casimcea), şi *creste ascuţite*, pe aliniamente verticale de cuarţite incluse în masa şisturilor verzi.

Calcarele jurasice sunt legate de o structură uşor cutată, din care apar fragmente de *sinclinal suspendat*. Aici, s-au dezvoltat *versanţi abrupţi* cu caracter cuestic, uneori, cu caracter de front de cuestă (pe dreapta Casimcei între Cheia şi Palazu Mare, pe dreapta Văii Seci). Pe ele sunt văi scurte de *tip obsecvent*.

• *Masele de calcar jurasice* apar ca petice cu lăţimi de la 0,5 la 3 km, orientate pe două aliniamente NV-SE, în general la sau sub nivelul peneplenei, ele constituind resturi din formaţiunile cele mai groase ce-au umplut sectoarele joase ale reliefului prejurasic. Între acestea, trei şiruri au dimensiuni mai mari – unul de la lacul Taşaul spre nord-vest, în care s-a adâncit râul Casimcea, al doilea pe aliniamentul Ovidiu-M. Kogălniceanu-Capidava şi ultimul la Hârşova – Crucea. În acestea s-au realizat procese de dizolvare care au permis dezvoltarea unui *relief carstic* reprezentat prin forme de suprafaţă (*lapiezuri*, la Gura Dobrogei, Valea Salcia, Hârşova; *doline* evidente pe Dealul peşterii şi la obârşia văii Canara; *avene* în stadii de evoluţie deosebite şi *chei*, pe Valea Seacă, văile Miresei, Canaraua, Visternei; 23 *peşteri mici* uscate şi lipsite de speleoteme, între care Gura Dobrogei – 480 m, Peştera La Adam, Peştera Liliecilor – 525 m etc.). Extrem de valoros ştiinţific este *complexul atolilor fosili* de la Cheia-Casian, în care, pe lângă complexitatea formelor carstice (peşteri, avene, lapiezuri) pot fi analizate sectoare mici de chei, precum şi traseul unei văi moştenite, dezvoltată în spaţiile libere dintre atoli după exondarea regiunii.

***4.1.3. Dobrogea de Nord*** reprezintă unitatea structurală cea mai nouă, realizată treptat din Paleozoic superior şi până în Cretacic, dar şi cu cea mai mare complexitate (patru subunităţi cutate cu alcătuire petrografică variată, unele cu caracter de pânză, dobândite prin mişcările tectonogenetice hercinice şi kimerice). În NV, este Pânza Măcin, formată din roci cristaline metamorfozate diferit, dar şi roci sedimentare vechi, toate cuprinse în cute strânse faliate şi străpunse de corpuri magmatice în urma mişcărilor hercinice şi chimerice vechi. În estul acestuia, se află mai întâi Pânza Niculiţel (sedimentar cutat, acoperit în nord de curgeri de bazalte, diabaze, riolite din triasic) şi apoi Pânza Tulcea (ansamblu de roci cristaline paleozoice şi sedimentar triasic străpuns de riolite, porfire şi a cărui structură a fost generată de mişcările chimerice). În sudul acestora, de la Dunăre la Marea Neagră, este unitatea Babadag. Ea are structură discordantă şi alcătuire complexă. În bază, la adâncime, există un fundament cristalin intens cutat, faliat şi realizat de mişcările hercinice (similar Măcinului), peste care se află o masă sedimentară cretacică, formată din calcare dispuse într-un larg sinclinoriu.

Această complexitate geologică a condus la impunerea în peisajul morfologic a multor forme de relief structural şi petrografic, distribuite însă diferit în cele patru subunităţi.

***În Podişul Babadag***, ele sunt legate de masa sedimentară de la suprafaţă, în care apar mai multe cute orientate NV-SE şi care sunt parţial faliate. Există, platouri cvasistructurale, la altitudini de ±300 m, şi o reţea de văi dezvoltate în Pliocen superio-Pleistocen adâncită în lungul cutelor, de unde rezultă diverse caracteristici structurale. Cele mai importante forme de relief structural sunt:

– *Fronturile de cuestă*, orientate dominant spre nord şi nord-est, sunt simple, fragmentate de văi obsecvente scurte, au abrupturi de 30-50 m spre depresiunile Horia, Mircea Vodă, Nalband etc. şi un revers ce coboară de la 200 m, până aproape de albia văilor subsecvente. În jumătatea estică a podişului, există şi un al doilea aliniament de front de cuestă, desfăşurat la 180-300 m între ţărmul mării (capul Iancila) şi Slava Cercheză, unde se remarcă abruptul împădurit, dar fragmentat de văi obsecvente torenţiale şi platouri structurale, încă bine păstrate la 250-300 m, dar care spre sud se continuă prin pedimente acoperite cu loess.

– *Depresiunile structurale* (Slava Rusă, Slava Cercheză, Atmagea) au rezultat prin adâncirea râurilor pe flancurile cutelor, de unde, profilul asimetric pe ansamblu, întreţinut de versanţi cuestici (peste 100 m înălţime, împăduriţi) şi versanţi alcătuiţi din pedimente şi suprafeţe structurale, de unde, caracterul lor subsecvent.

– *Văile obsecvente* sunt pe toate fronturile de cuestă, au caracter torenţial, un bazin de recepţie nu prea mare, pantă longitudinală accentuată şi în trepte.

– *Văile consecvente* au o desfăşurare mai mare în jumătatea estică a podişului, unde sunt şi platouri structurale extinse. Au scurgere semipermanentă, lungimi de până la 5 km şi sunt puţin adâncite.

–*Văile* Slava Rusă şi Aiormanul şi o *şa* largă *din lungul contactului dintre unităţile structurale* Casimcea şi Babadag înscrise pe *aliniamentul faliei Peceneaga Camena*.

***Dealurile Tulcei***, deşi ocupă o suprafaţă întinsă, prezintă un număr limitat de forme de relief litostructural, datorită pedimentării accentuate din Pliocen-Cuaternar. În peisajul morfologic, se pot separa câteva dintre acestea.

*Relieful petrografic* este legat de calcare şi unele apariţii de roci eruptive care prezintă dimensiuni variate, dar au caracter izolat:

– *Vârfuri cu versanţi abrupţi* spre nord şi est şi acoperiţi de loessuri în sud – sunt pe calcarele triasice şi jurasice (la Babadag, Enisala etc.); lapiezurile au dimensiuni modeste.

– *Platouri pe calcarele* grezoase cretacice, care nivelează structuri anticlinale (între Slava Cercheză şi Taiţa).

– *Platou de riolite, porfire şi granite* paleozoice, nivelate precretacic, exhumat de sub masa de sedimente calcaroase (cretacic); se remarcă prin altitudini mari şi netezime (Cârjelari).

– *Dealuri joase* nivelate, alcătuite *din riolite* triasice, prezente în vecinătatea faliei Peceneaga-Camena; sunt exhumate de sub masa de calcare cretacice, dar au versanţii în cea mai mare măsură acoperiţi de depozite loessoide.

– *Versanţi abrupţi*, cu înălţimi de 50-200 m, din lungul faliei Sfântu Gheorghe, prin care dealurile Tulcei domină Delta Dunării.

– *Sinclinale suspendate*, reduse la martori de eroziune de tipul inselbergurilor (Denis Tepe, Zebil etc.); cu versanţi abrupţi cuestici.

– *Văi cu predispoziţie structurală* (Teliţa până la Cataloi ca sector subsecvent, având pe dreapta un versant abrupt cuestic, iar pe stânga un pediment pe flanc de cută; văile torenţiale de pe pedimentul Agighiol desfăşurate pe axe de sinclinal sau pe flancuri de cute, de unde şi unele trăsături morfologice distincte precum simetria sau asimetria, pantele longitudinale etc.

– *Dealuri izolate*, cu altitudini de 100-180 m, care sunt alcătuite din roci rezistente (cristalin paleozoic, riolite, porfire triasice şi calcare jurasice etc.), care domină pedimente sau Depresiunea Nalbant prin versanţi cu pantă accentuată pe care se produc dezagregări, alterări şi spălări în suprafaţă.

– *Forme de sufoziune* şi năruiri, pe malurile alcătuite din loess din lungul Dunării şi din jurul lacului Babadag şi Razelm.

– *Platouri* fragmentate de eroziune, care au înălţimi de 150-180 m; sunt alcătuite din calcare silicioase, conglomerate şi gresii şi unde versanţii sunt într-un echilibru morfodinamic (în vestul Dealurilor Tulcei la Somova şi N. Bălcescu şi în est la Agighiol).

***Podişul Niculiţel*** conţine forme litostructurale cu extindere mare, fiind legate de mase eruptive şi de sedimentarul triasic. Între acestea importante sunt:

– *Platoul de diabaze şi bazalte* triasice din nord, desfăşurat la 200-250 m. Spre Dunăre, se termină printr-un abrupt de peste 150 m (pe aliniamentul Sarica-Niculiţel-Cocoş), la baza căruia este un pediment extins, pe care se află întinse podgorii. Spre sud, platoul este secţionat de văi înguste, cu caracter torenţial, ce coboară rapid spre Taiţa şi Teliţa.

– *Vârfuri şi culmi din riolite triasice* (se înşiră pe stânga văii Luncaviţa şi la sud de Taiţa în Consul); pe petice de cristalin (Dealul Trestenic, 364 m) şi granite paleozoice (Dealul Mare, 217 m).

– *Versanţi cu pantă accentuată* în gresii şi sectoare de vale, desfăşurate în lungul cutelor ce cuprind sedimentarul triasic (Teliţa superioară pe ax de sinclinal) sau pe contacte tectono-structurale (sariaj, falii) precum Luncaviţa, Valea Teilor, Valea Adâncă etc.

– *Defileu epigenetic* (Taiţa, între depresiunile Horia şi Izvoarele s-a axat iniţial pe formaţiuni sedimentare triasic superioare şi apoi, s-a adâncit în riolite triasice).

***Munţii Măcinului*** constituie o unitate de orogen hercinic, cea mai tipică din ţara noastră. Relieful creat de orogeneza hercinică a fost erodat începând cu Mezozoicul, astfel încât, treptat, s-a ajuns la o câmpie care reteza partea bazală a lui, unde sistemul de cute (foarte strânse şi faliate) şi de corpuri magmatice (de tipul lacoliţilor şi filoanelor) apăreau sub forma unor benzi aproape paralele, orientate NV-SE. Impulsurile neotectonice pliocene au ridicat uşor regiunea, care a fost supusă unei noi remodelări care s-a exercitat diferenţiat în funcţie de rezistenţa rocilor. Aliniamentele de roci cele mai sensibile la eroziune au fost fâşiile cu sedimentar şi liniile de fractură în lungul cărora s-au format văi şi depresiuni. Între acestea au rămas interfluvii pe roci dure (granite, cuarţite,

şisturi cristaline). Modelarea într-un climat semiarid a favorizat pedimentarea, ceea ce a condus la generarea unui *relief apalasian* specific, care se caracterizează prin forme litostructurale distincte.

– *Creste şi vârfuri ascuţite* şi versanţi cu pantă accentuată. Sunt caracteristice aliniamentelor petrografice cu lăţime mai mare, alcătuite din roci foarte dure, de tipul cuarţitelor şi şisturilor cristaline mezometamorfice (Pricopan-Chervant). Au partea superioară supusă dezagregării, iar baza este acoperită de mase de grohotiş. Pe falii sau contacte petrografice sunt şei adânci.

– *Culmi formate din creste ascuţite* cu dimensiuni mici, *dezvoltate pe benzi de cuarţite* separate de sectoare joase pe micaşisturi. În culmea Priopcea se pot urmări până la cinci aliniamente de microcreste (ziduri) între care sunt şanţuri paralele.

– *Culmi cu altitudini mari* (peste 300 m) şi *dezvoltare pe mai mulţi kilometri* (Priopcea, Greci). Sunt alcătuite din granite calcoalcaline, pe care modelarea selectivă a creat o mare complexitate de forme de relief. Sunt specifice *creste cu vârfuri ascuţite* separate de şei adânci, versanţi cu pante accentuate şi mult grohotiş vechi şi actual, *stânci* (coloane cu înălţimi până la 30 m) cu forme extrem de variate – rezultat al dezagregării –, *ziduri* paralele cu înălţimi de 2-8 m, *blocuri rotunjite* de alterare (unele cu aspect de sfere) la Suluc; se adaugă poale extinse de blocuri şi bolovani cu grad variat de alterare şi *arine granitice* nisipoase. Văile care le fragmentează sunt scurte, au scurgere torenţială şi se termină la marginea depresiunilor prin vaste conuri, formate din suprapunerea pânzelor de nisip şi pietriş aduse la viituri din depozitele de dezagregare şi alterare.

Înfăţişarea semeaţă a culmilor, ca şi energia de relief ridicată, alcătuirea geologică, dar şi goliciunea crestelor creează imaginea unui relief montan cu altitudine mai mică ce domină pedimentele de lângă Dunăre – de aici şi numele de Munţii Măcin.

– *Masivele izolate*, cu aspect de „dom”, aparţin înălţimilor Iacobdeal şi Pietrele Roşii. Sunt formate din granite alcaline de Turcoaia, legate de un lacolit existent în vecinătatea Dunării. Masivul se impune prin înălţime (341 m), versanţi cu pante foarte mari, afectaţi de ravene aproape paralele, dar şi mai multe cariere.

– *Interfluvii unitare* cu o fizionomie greoaie, înălţimi de peste 300 m, pe versanţii cărora sunt văiugi puţin adâncite (Megina, dar şi culmile de pe dreapta Taiţei, între Nifon şi Balabancea). Sunt alcătuite din granite gnaisice foarte vechi (proterozoic).

– *Aliniamente de inselberguri*, care au o desfăşurare frecventă în vest; sunt izolate şi înconjurate de pedimente largi, acoperite în bună măsură de depozite loessoide. Sunt alcătuite din roci cristaline sau granite şi au înălţimi variate (Piatra Roşie, Bujorul Românesc, Carcaliu, Piatra Râioasă, Măcin etc.).

– *Văi şi depresiuni* alungite – sunt paralele cu culmile ce le încadrează fiind legate fie de aliniamente de roci cu rezistenţă mică (stratele de carapelit), fie de linii de şariaj sau de falii însemnate. Tipice sunt Luncaviţa şi Taiţa superioară, Jijila, Cerna, Greci, Ulmului. Versanţii culmilor, care au pante mari, se termină prin pedimente acoperite parţial de loessuri.

– *Şei joase* între depresiuni sau între culmi izolate, dar vecine (între Jijila şi Greci, Luncaviţa-Taiţa, Cerna-Mircea Vodă, Horia şi Mircea Vodă etc.).

– *Reţea de văi* cu desfăşurare *rectangulară* – în bazinele Cerna şi Greci; au scurgere semipermanentă.

***4.1.4. Reliefuri petrografice dezvoltate în roci sedimentare cuaternare.*** Constituie o grupare aparte, cu distribuţie diferită în cele trei mari unităţi structurale dobrogene. Sunt legate de loessuri, depozite loessoide şi nisipuri şi au caracter efemer.

– *Loessurile şi depozitele loessoide* au o desfăşurare mare în Dobrogea Centrală, Dobrogea de Sud, dar şi o concentrare aparte, pe latura dunăreană şi pe falezele Mării Negre, unde ating grosimi foarte mari (10-30 m). Au rezultat prin acumularea în mai multe faze cu climat rece din pleistocenul superior. Sunt depozite eoliene (îndeosebi pe interfluvii) şi cu caracter complex (eolian şi deluvial) pe versanţii văilor mari, situaţii care se reflectă atât în alcătuirea, cât şi în structura lor. Prezenţa solurilor fosile sau a lentilelor de argilă introduce diferenţierea de orizonturi care fac ca dinamica proceselor (legate de circulaţia apei la suprafaţă şi în interior) să sufere modificări. Pantele ridicate, utilizarea dominant agricolă în locul formaţiunilor de stepă, silvostepă şi pâlcuri de pădure, climatul secetos cu ploi în averse, practicarea irigaţiilor au stimulat procesele de tasare (pe suprafeţele orizontale) a celor de sufoziune, şiroire, a valurilor mării la baza falezelor şi chiar a alunecărilor de teren (Eforie, Tuzla).

Relieful specific acestor formaţiuni, cu frecvenţă deosebită pe versanţii dunăreni, în lungul falezelor marine şi lacustre, pe versanţii văilor principale (Carasu, Casimcea, Mangalia), unde depozitele au grosimi de peste 5 m, este alcătuit din *depresiuni de tip crov, puţuri, hornuri, hrube şi tunele de sufoziune, văi sufozionale*, în diferite stadii de evoluţie, trepte de loess desprinse din versant şi care au poziţii diferite pe acesta etc.

– *Depozitele nisipoase* sunt acumulate sub formă de fâşii înalte care închid lagune şi limane. Este un nisip dominant organogen, adus de valuri pe plajă, apoi spulberat şi acumulat eolian ca dune longitudinale, în sectoarele mai depărtate şi mai înalte ale ţărmului. Pe plaja joasă, valurile şi unele activităţi antropice (îndeosebi nivelarea) fac ca morfologia formaţiunilor nisipoase să cunoască o dinamică activă.

THE LANDFORMS OF THE DOBRUJA PLATEAU – CHARACTERISTICS AND EVOLUTION

*Summary*

The Dobruja Plateau represents a large geographic unit (4,3% of the Romanian territory) having a wide variety of structural characteristics and an evolution started even since the Proterozoic. It developed by the joint of three sub-units (southern – Precambrian, central – inferior – Paleozoic, northern – superior Paleozoic-Jurassic) that gradually turned from an orogen into a rigid socle, differently faulted and lifted or sunk over many stages, phases. Their concise characterization also specifies some necessary elements to avoid confusion (name, limits, structure and structural evolution, sub-units). This was based on the most authorized opinions on this matter. The results of the polycyclic and polygenetic evolution are presented in the following sections. The first analyses the problem of the erosion surfaces and levels, mentioning the opinions of different geographers and geologists. We insisted on stating precisely the surface type, their molding conditions, their extension and connection and finally on establishing the main landform stages within the palaeogeographic evolution of the Dobruja Plateau. Among them, a pre-Pliocene polycyclic pediplain (peneplain), two pediment steps (Pliocene – inferior Quaternary) and some leveled surfaces, presently fossilized, were created. The Quaternary connects with the matter of fluvial and abrasion terraces, differently regarded by those that described them. The palaeogeographic mappings and interpretations lead to the conclusions that the 3-5m step may be locally a Holocene marine abrasion level (the others have a structural character or represent pediment fragments, glacis; add the Pliocene level in the south-western plateau identified by C.Brătescu as a lake abrasion terrace), and the 4m and 10m rock terraces existing in some valley sectors are proofs of a Holocene evolution. The last section presents the petrographic and structural landforms, stressing the most representative of each geographic unit.

## BIBLIOGRAFIE

BASARABEANU, N. (1971), „Dealurile Băltăgeşti. Geneză şi evoluţie”, *An. Univ. Bucureşti*, Geografie XX.

BASARABEANU, N., MARIN, I. (1978), „Asupra evoluţiei reliefului Dobrogei”, *St. de Geografie*, Universitatea din Bucureşti.

BRĂTESCU, C. (1922), „Lacul Taşaul”, *Anal. Dobrogei*, III.

BRĂTESCU, C. (1928), „Pământul Dobrogei”, *Dobrogea 1878-1928. Cincizeci de ani de viaţă românească*, Bucureşti.

BRĂTESCU, C. (1933), „Profile cuaternare în falezele Mării Negre”, *B.S.R.G.G.*, LII.

BRĂTESCU, C. (1942), „Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în cuaternar”, *B.S.R.G.G.*, LXI.

CHIRIAC, M. (1957), „Contribuţii la studiul petrografic al apţianului din Dobrogea”, *Ann. Com. Geol.* XXX.

CHIRIAC, M., LĂCĂTUŞU, A. (1964), „Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale*”, St. Cerc. G. G.*, Seria Geologie, IX/2, Bucureşti.

COTEŢ, P. (1960), *Harta geomorfologică a platformei dobrogene, Natura,* XII, 2.

COTEŢ, P., GÎŞTESCU, P. ILIE, D. ION (1963), „Probleme de geomorfologie cuaternară în Dobrogea (cu privire specială asupra versantului nordic)”, Peuce, III, *St. şi comunic. de Şt. Naturii*, Tulcea.

COTEŢ, P. (1966), „Litoralul Mării Negre între Eforie şi Costineşti (privire specială asupra lacului Techirghiol)", *Hidrobiologia*, 7.

COTEŢ, P. (1969), „Probleme de Geomorfologie istorică. Dobrogea şi peneplenizarea ei", *An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi* (serie nouă), C. Geografie, XV.

COTEŢ, P. (1969), „Dobrogea de sud – geneză şi evoluţie", *St. geogr. asupra Dobrogei*, Constanţa.

COTEŢ, P., GÎŞTESCU P, ILIE I. (1962), „Observaţii geomorfologice şi hidrologice în nord-estul Dobrogei", *Probl. de Geogr.*, IX.

IANCU, M. (1972), „Consideraţii geomorfologice asupra Depresiunii Nalbant", *St. şi cerc. de Geogr. aplicată a Dobrogei*, Constanţa.

IVANCIU, D. ELENA (2000), „Platoul Dunavăţ. Observaţii geomorfologice", *Rev. de geomorfologie*, 2.

IELENICZ, M. (1988), „Morfologia litoralului la sud de Constanţa", *Probl. de Geomorfologia României*, II, Universitatea din Bucureşti.

IELENICZ, M. (1995), „Depresiunea Nalbant. Caracterizare geomorfologică", *St. Cerc. de geogr. Acad.*, XLII.

IELENICZ, M. (1996), *Dealurile şi podişurile României,* Ed. Fundaţiei „România de Mâine", Sibiu.

IELENICZ, M., BURCEA, NELA (2000), „Suprafeţele de nivelare din Dobrogea de Nord", *Anal. Univ. Bucureşti*, Geografie XLIX.

ILIE, D. I. (1969), „Tipurile morfogenetice ale carstului dobrogean", *St. Geogr. asupra Dobrogei*, Bucureşti.

MARIN, I. (1972), „Forme legate de structură în Podişul Babadag", *St. şi cerc. de geogr. aplicată asupra Dobrogei*, Constanţa.

IONESCU, L. (1994), *Geologia unităţilor de platformă şi a Orogenului de Nord dobrogean,* Edit. Tehnică, Bucureşti.

MARTONNE, EMM. DE (1924), „Résultats scientifiques, III. La Dobrogea", sept. 206-208, *Lucrările Inst. de Geografie Cluj*, I.

MIHĂILESCU, V. (1936), „Asupra geomorfologiei Dobrogei", *B.S.R.R.G.*, LV.

MIHĂILESCU, V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României – Studiu de geografie a reliefului,* Edit. Ştiinţifică, Bucureşti.

MURGOCI MUNTEANU, G. (1912), „Studii de geografie fizică în Dobrogea de Nord", *B.S.R.R.G.*, V.

MURGOCI, G. (1914), „Cercetări geologice în Dobrogea nordică, cu privire specială la rocile paleozoice şi eruptive", *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. V (1911), 1.

NEDELCU, E., DRAGOMIRESCU, Ş. (1965), „Influenţe litologice şi structurale în relieful Dobrogei de Nord", *St. şi cerc. G.G.G.*, Geografie, XII, 1.

NICOLESCU, M. (1965), „Prezenţa depozitelor pliocene în Dobrogea de Nord şi importanţa lor hidrologică", *Com. de Geogr.*, III.

NORDON, A. (1930), „Question de morphologie dobrogéenne", *Bibl. Inst. Fr.-Rom.*, série III, Paris.

NORDON, A. (1930), „Morphologie dobrogéenne", *Mélanges*, Paris.

ORGHIDAN, N. (1967), „Dobrogea. Consideraţii geomorfologice", *Lucr. Inst. Speol.*, *„Emil Racoviţă"*, VI.

ORGHIDAN, V. (1967), „Bazinul văii Casimcea", *Lucr. Inst. Speol. „Emil Racoviţă"*, VI.

PETERS, K. (1867), „Grundlinien der Geographie und Geologie der Dobrudscha*", Denkschrift der K.K. Akademie der Wissenschaften Wien.*

POPESCU, N. (1988), „Relieful de pedimentaţie din partea de vest a Munţilor Măcin", *Anal. Univ. Bucureşti*, Geografie, XXXVII.

PETRESCU-BURLOIU, C. (1972), „Bazinul hidrografic al văii Ţibrinului", *St. şi cerc. de geogr. aplicată a Dobrogei*. Constanţa.

POPOVICI, I., GRIGORE M., VELCEA, I., MARIN, I., BASARABEANU, N. (1984), *Podişul Dobrogei şi Delta Dunării,* Ed. Ştiinţifică.

POSEA, GR. (1980), „Terase marine în Dobrogea?", *Terra*, 3.

POSEA, GR. (1983), *Pedimentele din Dobrogea în Sinteze geografice,* Edit. Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

POSEA, GR., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1982), „Morfologia litoralului românesc la sud de Constanţa", *Terra* XIV (XXXIV), 4.

RĂDULESCU, I, BASARABEANU, N. (1975), „Regionarea reliefului Dobrogei", *St. de geogr.*, Universitatea Bucureşti.

RĂDULESCU, I. (1965), „*Le* plateau de la Casimcea, consideration paleogeographiques", *Rev. Roum. G.G.G.*, Geographie, 9, 2.

RĂDULESCU, I. (1965), „Podişul Casimcea. Consideraţii paleogeografice", *St. şi cecet. de G.G.G.* – seria Geografie, t. 12, nr.2

ROŞU, AL. (1968), „Observaţii geomorfologice pe latura de nord a Dobrogei", *St. Geogr. asupra Dobrogei.*

SEVASTOS, R. (1907), *L' ancien Danube à travers la Dobrogea. ASUJ* 4 (1906-1907)

SIMIONESCU, I. (1927), *Aperçu géologique sur la Dobrogea,* Guide des excursionnistes.

TĂTARU, NIŢĂ, RADO, GERTRUDE, PANĂ, IOANA, HANGANU, ELISABETA, GRIGORESCU, D. (1977), „Dobrogea de sud în neozoic; biostratigrafie şi paleogeografie", *St. cerc. G.G.G.*, Geologie, 22.

# PEISAJELE DOBROGEI: TIPURI, REPARTIŢIE, CULTURALITATE, VULNERABILITATE

**ION MARIN**

În limitele uscatului dobrogean, inclusiv Delta Dunării, pot fi surprinse multiple diferenţieri în modul de realizare a interrelaţiilor dintre componentele cadrului natural prin sistemul peisajelor.

Evident, relativa uniformitate a reliefului în limitele uscatului, chiar dacă gradul de fragmentare introduce în nord o oarecare varietate, alături de climă, marcată de uscăciune specifică ţinutului dobrogean, prezenţa celor două surse de apă, Dunărea şi Marea Neagră, au generat structuri peisagistice variate şi suficient de diferenţiate.

Toate acestea însă, pot fi incluse în două categorii de peisaje şi anume: ***peisaje regionale***, care se suprapun domeniilor bioclimatice **de pădure, silvostepă, stepă** şi ***peisaje locale*****,** particulare, care se regăsesc în tipurile regionale amintite. Peisajele locale se confundă fie cu entităţi morfologice, fie hidrografice etc. sau de interferenţe (peisajul culmilor muntoase şi dealurilor; peisajul interfluviilor largi din Dobrogea de Sud-Vest; peisajul depresiunilor şi al culoarelor de vale; peisajul pedimentelor şi inselbergurilor; peisajul prispelor litorale şi dunărene; peisajul luncilor; peisajul promontoriilor; peisajul insulelor; peisajul lacurilor, limanelor şi lagunelor; peisajul plajelor; peisajul falezelor).

**Cuvinte cheie:** peisaj, pediment, inselberg, ceaire şi camarale, suoziune, culturalitate, vulnerabilitate.

## I. Peisajul pădurilor

***Peisajul culmilor muntoase şi dealurilor.*** Se încadrează aici culmile Munţilor Măcin, Dealurile Niculiţelului sau Podişului Niculiţel, parţial Dealurile Tulcei, dealurile podişului Babadag şi Dealurile din nordul Podişului Casimcea.

Peisajul se dezvoltă pe o structură geologică complexă (şisturi cristaline, roci vulcanice, calcare, gresii etc.), într-un climat marcat de o oarecare creştere a cantităţilor de precipitaţii (cca 500 mm) şi un aport specific de umiditate, şi din partea Dunării, şi a Mării Negre.

În aceste condiţii, s-a permanentizat pădurea de quercinee pure sau quercinee în amestec. Ca specii, în extremitatea nordică predomină gorunul, teiul, carpenul, iar în podişul Babadag şi nordul Podişului Casimcea, teiul, stejarul brumăriu, carpenul etc. Speciile de bază, dar nu

numai, aparţin ca structură şi origine celor submediteraneene, mediteraneean-balcanice, tauric-caucaziene etc.

Specii cu frecvenţă semnificativă sunt: Quercus pubescens, Fraxinus ornus, Carpinus orientalis, Quercus pedunculifora, Tilia tomentosa.

În pădurile Dobrogei de Nord (N. Doniţă 1969) sunt caracteristice etajul pădurilor de foioase mezofile de tip balcanic şi etajul pădurilor de foioase xeroterme submediteraneene. În primul etaj, apar specii de Q. dalechampii, Q. petraea, Tilia tomentosa, Tilia cordata, Acer campestre, iar dintre ierburi, Carex hallerana, Allium rotundum, Poa nemoralis. Etajul pădurilor xeroterme de păduri scunde şi dese este format din Q. pubescens, Carpinus orientalis, Fraxinus ornus, iar pe parter, Paeonia peregrina.

***Peisajul interfluviilor largi din Dobrogea de Sud-Vest.*** Este vorba în primul rând de Podişul Oltinei şi parţial Podişul Cobadin, cu interfluvii foarte largi, formate pe calcare sarmatice şi depozite loessoide. Aici, există o insulă cu precipitaţii mai ridicate, 500 mm, care a permis instalarea pădurii cu multe specii sudice, din care amintim: gârniţa, stejarul brumăriu, stejarul pufos dar şi specii mezofile, de amestec, cum sunt frasinul şi carpenul (fig. 1).

***Peisajul depresiunilor şi al culoarelor de vale.*** Culoarele de vale (Taiţa, Slava, Fântâna Mare, Topolog) şi unele depresiuni: Babadag, Atmagea, Greci au menţinut, chiar dacă nu în vatra lor, peisajul pădurii care le-a conferit şi o serie de avantaje. Chiar dacă pădurea în aceste zone joase sau relativ coborâte a fost înlăturată din motive economice şi gospodăreşti, totuşi ea dă nota elementului fizico-geografic şi peisajului de stabilitate într-un anumit context climatic şi nu numai.

Aceste culoare nu sunt altceva decât un element simplu de discontinuitate antropică în peisajul din care face parte (fig. 2).

## II. Peisajele silvostepei

Dacă acceptăm ideea că silvostepa este o formaţiune vegetală rezultată mai ales prin intervenţia omului, la limita pădure-stepă, atunci putem adăuga faptul că, într-o oarecare măsură, ea se suprapune şi apariţiei unor timpurii aşezări, în afara celor de pe litoral şi din apropierea Dunării, a unor căi de comunicaţie, a unor posibilităţi de retragere în pădure în perioade critice etc. Cele de mai sus se suprapun în destul de mare măsură arealului silvostepei dobrogene (culoarul Taiţei etc., unde s-au descoperit vestigii din sec. VII-IX d.Hr., care atestă o locuire permanentă şi o viaţă economică activă).

Totuşi, există o serie de exigenţe ale celor două formaţiuni vegetale care vin în contact, pădure şi stepă, ce se atenuează în aria lor de contact, impunând şi o altă structură, mai ales prin adaptarea covorului vegetal.

În Dobrogea, silvostepa ocupă în general altitudinile de 80-140 m, alcătuind un etaj aparte, format din specii submediteraneene, sub formă de pâlcuri restrânse, asociate cu specii stepice. Predomină stejarul pufos (Q. pubescens), stejarul brumăriu (Q. pedunculiflora), iar către sud, în Podişul Casimcea, se adaugă Padus mahaleb, Cotinus coggygria.

În silvostepa din sud-vest, se regăsesc specii dintre cele amintite, dar şi elemente ierboase moesico-balcanice, ca Paeonia peregrina.

De asemenea, se întâlneşte şibleacul cu: mojdrean, cărpiniţă, scumpie.

În ceea ce priveşte gradul de antropizare, putem spune că această arie de contact poate fi considerată ca fiind *a doua centură de populare a Dobrogei*, dacă avem în vedere faptul că, indiscutabil, atât aliniamentul dunărean, cât şi cel litoral au intrat în procesul de cunoaştere şi valorificare înaintea tuturor.

***Peisajul pedimentelor şi inselbergurilor.*** Treapta superioară precedentei o reprezintă peisajul pedimentelor (Gr. Posea, M. Ielenicz) atât litorale, cât şi dunărene – poate fi întâlnită şi cu denumirea de Câmpie (Ceamurliei, Năcarilor) – sau de glacisuri (I. Marin, Posea Gr.), ca de exemplu glacisul Măcinului, continuat şi în depresiunile Cerna-Mircea Vodă.

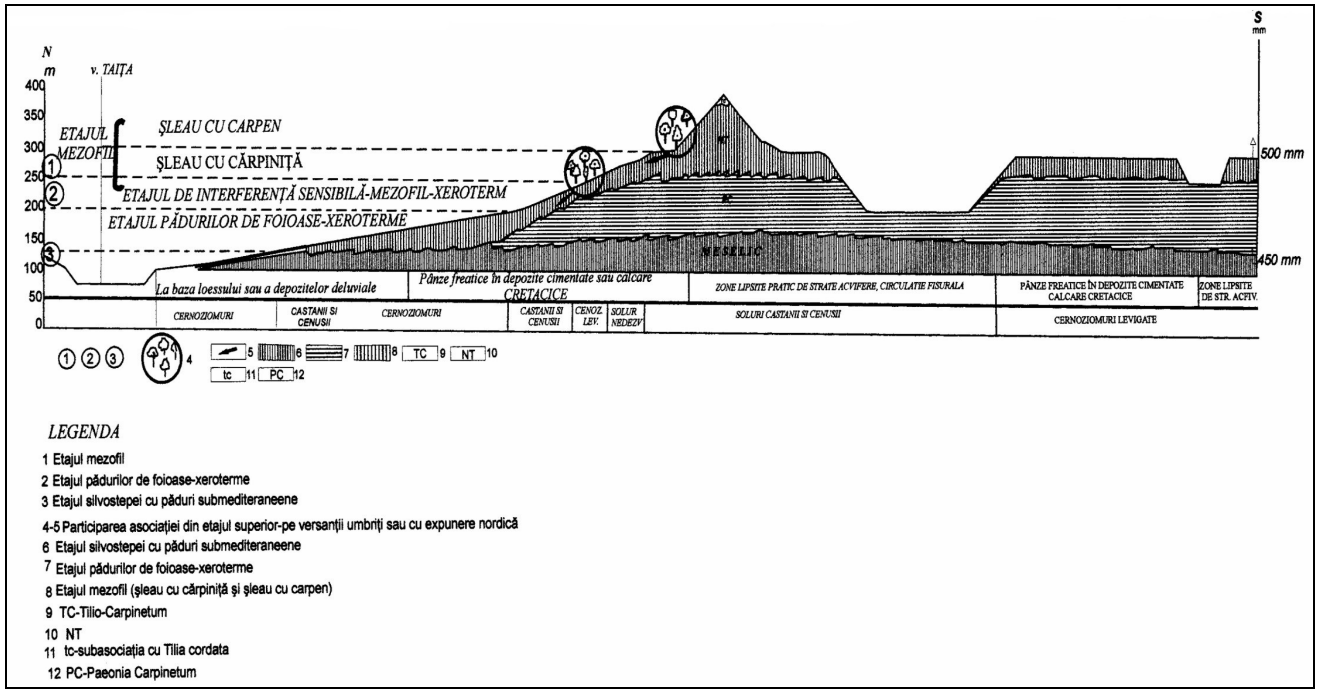
Un rol major în delimitarea acestui tip de peisaj, deşi nu în toate locurile, îl au viiturile legate de caracterul de aversă al ploilor specifice climei din Dobrogea.

Aşa cum s-a arătat, *peisajul pedimentelor şi inselbergurilor* este caracteristic pentru nordul Dobrogei. Fie că sunt trecute pe hartă cu numele de deal (Dealul Mare, Dealul Găvana Mare), fie de movilă (Săpata, Taximin, La Trei Movile, Zebil, movilele din zona Nucarilor), altitudinile lor coboară sub 150 m (numai Denis Tepe-Dealul Mării are 266 m). În Dobrogea de Nord, pe faţada maritimă, predomină atât pedimentele cu inselberguri, cât şi cele cu cupole. Inselbergurile sunt reduse în suprafaţă, în raport cu pedimentul. Cel mai avansat proces de pedimentare se observă în depresiunea Nalbant, a cărei suprafaţă se apropie de o pediplenă tipică ce înconjoară inselbergul Denis Tepe. (Gr. Posea, 1988).

Regiunea de discontinuitate, Nalbant, cu rol de limită între Marea Neagră, dealurile Niculiţel, dealurile Tulcei şi Podişul Babadag, este dezvoltată pe direcţia est-vest pe o lungime de circa 42 km, fiind drenată spre est de Taiţa. Culoarul aparţine genetic Lacului Getic, în vest, şi bazinului Mării Negre, în est. Dezvoltarea şi evoluţia sa au fost sincronizate cu procesul de pediplanare care l-au lărgit până în dreptul dealurilor Carapelit-Bujor, cumpănă de ape dintre cele două golfuri. Printre martorii eruptivi înşiraţi pe acest culoar se numără şi Denis Tepe (266 m).

Fiind vorba de un spaţiu mai extins, sunt necesare câteva consideraţii climatice.

**PROFIL FIZICO-GEOGRAFIC**
***PODIŞUL BABADAG***

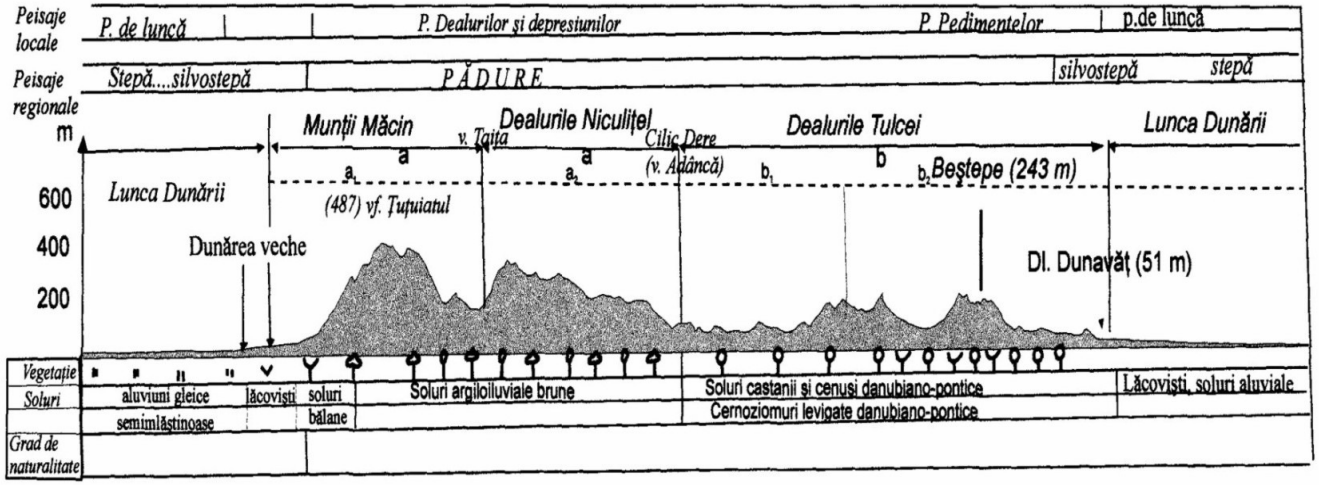



*LEGENDA*

1 Etajul mezofil
2 Etajul pădurilor de foioase-xeroterme
3 Etajul silvostepei cu păduri submediteraneene
4-5 Participarea asociaţiei din etajul superior-pe versanţii umbriţi sau cu expunere nordică
6 Etajul silvostepei cu păduri submediteraneene
7 Etajul pădurilor de foioase-xeroterme
8 Etajul mezofil (şleau cu cărpiniţă şi şleau cu carpen)
9 TC-Tilio-Carpinetum
10 NT
11 tc-subasociaţia cu Tilia cordata
12 PC-Paeonia Carpinetum

*Fig. 1.*

## PEISAJE CARACTERISTICE PE PROFILUL DUNĂREA VECHE-DUNAVĂȚ




▪ vegetație de luncă; ⌄ vegetație de stepă; Y vegetație de silvostepă; Quercus (dalechampii, petraea); Quercus pubescens, Carpinus orientalis; Tilia

a. Munți rezidual hercinici pe formațiuni cristaline și magnetice cu altitudini de 250-480 m
- $a_1$ - cu aspect montan
- $a_2$ - cu aspect de platou (Niculițel-Isaccea)

b. Unitate deluroasă cu altitudine medie 150-250 m depozite ușor cutate (triasic)
- $b_1$ - cu aspect depresionar-câmpos
- $b_2$ - cu aspect deluros

*Fig. 2.*

Cel puţin pentru Dobrogea de Nord, temperatura medie anuală este de 10,8°, mai scăzută cu 0,2° decât în Dobrogea Centrală şi de Sud. Se constată un număr mic al zilelor de iarnă, 22, circa 83-102 zile cu îngheţ, 2021 ore de strălucire a soarelui la Jurilofca sau 2098 ore la Gura Portiţei. Precipitaţiile medii anuale sunt cuprinse între 328 mm la Portiţa şi 382 mm la Jurilofca. Pe molisoluri şi cernoziomuri se dezvoltă stepa, astăzi cultivată. Pe suprafeţe restrânse se mai întâlnesc specii spontane, din care nu lipsesc Agropyron brandzae, Koeleria lobata, Artemisia caucasica specii caracteristice Dobrogei.

Cel puţin pentru peisaj, demne de relevat sunt câteva procese, care fie îi distrug aspectul, fie îl degradează. Astfel, păşunatul intensiv, neraţional, a dus la deteriorarea stratului ierbos protector, ca şi a celui arbustiv (ex. perimetrul Izvoarele-Nalbant-Trestenic). Tot ca urmare a păşunatului excesiv au apărut cărările, pe al căror făgaş şiroirea şi-a făcut loc, ducând la degradarea suprafeţelor multor versanţi (fig. 3).

Construcţia, dar mai ales reparatul drumurilor au necesitat o serie de excavaţii, modificând declivitatea suprafeţelor, impulsionând activitatea factorilor erozivi. Crearea sistemelor de irigaţii (Cerna-Nalbant-Kogălniceanu) a produs modificări la nivelul freatic. În sistemele de irigaţii (ex. Nalbant-Babadag) se utilizează apa provenită din lacul Babadag, apă cu o uşoară mineralizare, cu consecinţe în ridicarea salinizării solurilor. Aceleaşi consecinţe au avut amenajările piscicole Toprachioi de pe râul Taiţa. Acest râu, înainte de a se vărsa în lacul Babadag, străbătea balta Tropachioi, amenajată ca pepinieră piscicolă. Construirea unui stăvilar, la partea terminală a lacului, a făcut ca nivelul apei să crească cu 3 m faţă de nivelul bălţii. Concomitent a crescut nivelul Taiţei, panta de scurgere s-a redus, în consecinţă şi nivelul pânzei freatice a crescut, încât, în unele locuri, apa are caracter artezian, facilitând apariţia excesului de umiditate, terenul devenind neproductiv.

În acest perimetru, deşi inselbergurile sunt o componentă distinctă dar integrată peisajului, se întâlnesc suficient de multe aşezări. Nu suntem departe de Baia, de cultura Hamangia, ca să putem data, probabil, o locuire la fel de veche şi în acest perimetru; iar sfârşitul neoliticului arată o populare în aproape tot litoralul (ţărmul) Mării Negre.

Să nu uităm că localitatea (cariera) Zebil a furnizat (A. Rădulescu, 1972) cea mai mare cantitate de piatră pentru cetatea de la Histria.

***Peisajul carstic al ceairelor şi canaralelor.*** Sistemul văilor din Dobrogea cunoaşte un aspect specific, având în vedere condiţiile geologice, dar şi cele hidroclimatice în care au evoluat. Dintre acestea, cele care se deosebesc în mare măsură de restul văilor sunt canaralele şi ceairele. Primele sunt caracteristice Dobrogei de Sud şi au un pregnant caracter de culoar cu versanţi prăpăstioşi, cu fundul plat, prin care se scurge un pârâu deseori secat, productiv din punct de vedere agricol. Au lungimi mari unele terminate prin limane (ex. Canaraua Fetii – limanul Oltina cu obârşia în Podişul Prebalcanic).

Ceairele sunt văi destul de bine individualizate, dezvoltate mai ales pe calcare cu material (deluvial) grosier pe versanţi, dar şi în limitele fundului de vale (Ceairul v. Adâncat), lipsit de apă curgătoare sau foarte rar prezentă (la ploile torenţiale sau topirea zăpezii).

Într-un climat marcat de precipitaţii reduse (circa 400 mm) şi temperaturi ridicate, în cea mai mare parte a anului, se întâlneşte o vegetaţie de silvostepă, din care nu lipsesc Quercus pubescens, Carpinus orientalis, Fraxinus ornus, în arborete fiind prezente Quercus cerris, Tilia tomentosa, Zyzyphus jujuba şi elementul moesico-balcanic, Paeonia peregrina. Extinsă este şi formaţiunea şibleacurilor, după cum vegetaţia ierboasă din silvostepă este supusă unui intens proces de stepizare antropică.

Se întâlnesc cernoziomuri carbonatice, iar pe văi, cernoziomuri carbonatice şi regosoluri, cernoziomuri castanii şi ciocolatii, rendzine şi calcare.

### III. Peisajul stepei

Ocupă cea mai mare întindere din regiunea studiată. Stepa se suprapune treptei de relief cu cea mai joasă altitudine (sub 100 m), ocupând atât interfluviile şi văile, cât şi depresiunile etc. O serie de asociaţii se impun în peisaj astfel: Agropyro-Thymetum zygoidi, Koelerio-Artemisietum lerchianae etc. În acestea şi încă în altele, elementele pontice participă în proporţie de 25%. Se întâlnesc şi asociaţii secundare cu Poa bulbosa, Artemisia austriaca, Euphorbia steposa, apărute mai ales în urma păşunatului excesiv. Există de asemenea specii care au dispărut din flora Dobrogei, cum sunt: Seseli trtuosum, Linum tauricam; sau unele sunt foarte rare: Astragalus ponticus, Limonium latifolium.

Gradul de asociere a plantelor, de grupare în asociaţii, de conservare şi de dispunere spaţială în funcţie de factori topo şi microclimatici, gradul intervenţiei antropice introduc, pe diferite forme de relief, diferenţieri la nivelul peisajului acestora; de aceea vor exista numeroase peisaje proprii locurilor respective astfel: peisajul luncilor (chiar dacă acesta se continuă şi în silvostepă şi pădure dar mult limitat), al promontoriilor.

***Peisajul prispelor litorale şi dunărene.*** Însoţeşte spre interior lunca Dunării şi linia ţărmului. Se prezintă sub forma a două trepte joase de relief, cu o slabă denivelare între ele. Altitudinea coboară sub 40 m, această altitudine întâlnindu-se la contactul cu unităţile vecine.

Jumătatea sudică prezintă o uşoară înclinare, rezultat al unor procese acumulative cu material provenit din regiunile limitrofe mai înalte.

Această Câmpie a Razelmului s-a instalat de fapt pe locul fostului Golf Halmyris, cu evoluţie de tip lagună.

## PODIŞUL BABADAG (diferenţieri ale peisajului)

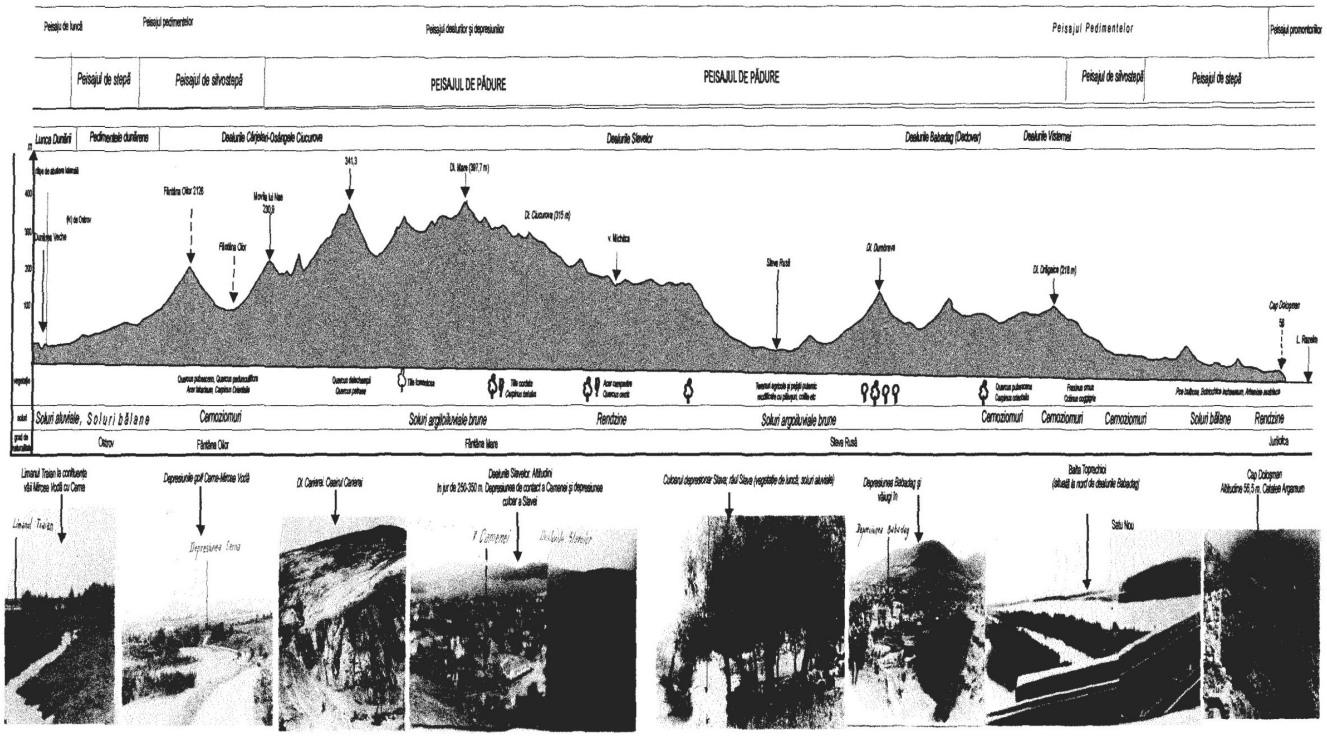
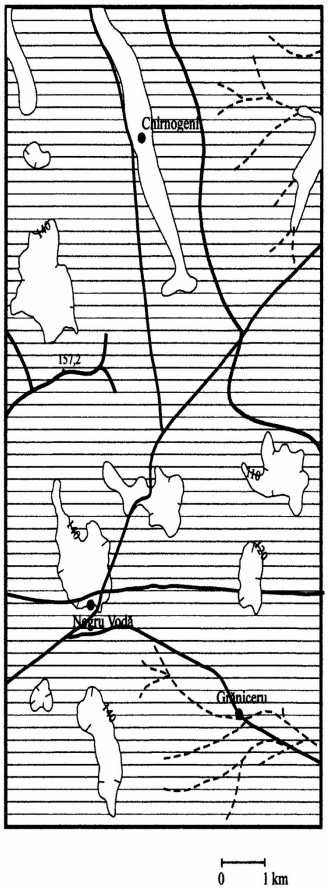



*Fig. 3.*




**Sector din regiunea carstică Negru-Vodă**

**LEGENDA**

1. Interfluvii structurale şi loessoide
2. Cumpene de apă
3. Văi carstice - parţial acoperite cu loess
4. Polii - suprafeţe cuprinse între 500 m - 2 km2
5. Văi temporar cu apă
6. Căi de comunicaţie

Peisajul acestor unităţi aparţine în întregime celui agricol şi parţial, celui cu destinaţie pastorală. Este dominat de vegetaţie ierboasă aparţinând stepei dobrogene. Regiunea este lipsită de o reţea de ape curgătoare permanente în afară de Slava şi Teliţa, cu Taiţa, Cerna, Aiorman care, deşi anemice sub raportul debitului şi nivelelor zilnice, aduc neajunsuri la apariţia averselor. Sunt răspândite solurile bălane foarte productive, solurile bălane freatic-umede, solonceacuri freatic-umede, mlaştini.

*Peisajul luncilor* îl întâlnim în lungul Dunării pe toată faţada dobrogeană, deseori comună cu cea a limanelor situate la sud de Cernavodă, inclusiv în perimetrul canalului Carasu; mai sunt apoi luncile unor râuri cu apă permanentă, care ajung să se verse în sistemul lagunar Razelm (Teliţa cu Hagilar, Taiţa cu Teliţa şi Slava, Casimcea, Aiorman, Cerna, Topolog etc.)

Îl întâlnim, de asemenea, în lungul altor pâraie, dar secate, funcţionând numai odată cu apariţia averselor sau ploilor de primăvară-vară sau cu topirea zăpezii. În general, luncile se ridică, în multe situaţii, la nivelul câmpului, confundându-se cu acesta. Limita dintre albia minoră şi cea majoră lipseşte deseori. Acolo unde pătura aluvionară este mai groasă, se conturează elemente aparţinând albiilor: mici ostroave, plaje reduse, maluri mai înalte, chiar albii părăsite.

Se poate spune că luncile au un peisaj intrazonal (azonal), prin structura acestuia existând oarecare interferenţe cu cele în cadrul cărora există.

Din vegetaţia iubitoare de umiditate nu lipsesc Salix, Populus apoi Plantago, Carex, Phragmites ş.a pe soluri aluviale, unele cu un grad mai mare de supraumectare şi sărăturare, de unde şi specii de plante caracteristice: Salicornia, Kochia ş.a.

Însăşi arealul solurilor aluviale indică dimensiunile şi extensiunea luncilor. Dacă în Dobrogea de Sud, dunăreană, luncile se limitează la spaţiul cel mai coborât al limanelor, fiind prezentă în toate acestea până la Cernavodă, de aici, către nord, pe latura dunăreană a Dobrogei, luncile apar mai restrânse numai la nord de Năvodari (Casimcea, Baia) şi izolat, în jurul lacului Razelm.

În limitele acestei trepte de peisaj, pe faţada maritimă, se întâlnesc aşezări (sate, comune) precum: Lunca, Jurilofca, Sarichioi, Sabangia, Turcoaia, Măcin. În afară de Măcin, sunt sate mici, cu activităţi agricole îndeosebi cerealiere sau de extracţie a unor materiale de construcţie (ex. Turcoaia, Măcin etc.).

***Peisajul promontoriilor (capurilor).*** Ţărmul dobrogean, acolo unde roca este mai dură şi apare la zi deasupra nivelului mării, apar capuri (promontorii) care se ridică prin versanţi abrupţi (faleze) la câteva zeci de metri. Câteva sunt reprezentative, însăşi numele de cap ilustrând acest lucru, astfel: Capul Iancila, situat la sud de dealul Călugăra de lângă comuna Sălcioara, cu o înălţime de circa 20 m, Capul Dolojman (Doloşman), de lângă Jurilofca, cu o înălţime de 25 m, Capul Negru, din sudul lacului Ceamurlia; Capul Midia, Capul Ivan, capul Clisargic, în regiunea satului Corbu de Jos, Capul Tuzla, în dreptul localităţii cu acelaşi nume (capul Sabla, capul Caliacra, Gorgof, Emine, Maslen pe teritoriul Bulgariei) ş.a. Un caracter specific îl introduc şi speciile de plante rare şi noi pentru flora Dobrogei şi României.

Cetatea (centrul) Argamum, ca şi Enisala, aşezate pe astfel de promontorii, au fost construite cu piatră adusă din imediata vecinătate (Jurilofca). Argamum, cetate romană din secolele III-IV, a constituit prin poziţie un obiectiv strategic care presupune o activitate permanentă şi susţinută, aşa cum reiese din descoperirile arheologice făcute în ultimul deceniu, la Dolojman.

***Peisajul insulelor*** (Popinelor) Grădiştea (Popineţul), Popina, Bisericuţa, Ada. Fac parte din vechiul uscat dobrogean, structura lor fiind asemănătoare cu a unităţii vecine de care s-au izolat. Peisajul lor s-a modificat numai într-o oarecare măsură, datorită, pe de-o parte, izolării şi mărginirii lor pe toate laturile

de către apă, datorită unui potenţial natural mai puţin atractiv, iar pe de altă parte, datorită neintervenţiei active a omului.

Ele păstrează încă elemente spontane din flora şi fauna iniţială a Dobrogei, constituind un element de referinţă.

Înălţimea acestor insule nu depăşeşte 50 m (Popina – 48 m, Grădiştea – 14 m, Bisericuţa – 6 m), iar falezele, în general abrupturile, abundă. Se întâlnesc şi mici plaje care reţin, prin gradul lor de favorabilitate, o sumedenie de vieţuitoare, dar şi suprafeţe mlăştinoase, smârcoase, cum sunt cele din vestul, estul şi nordul insulei Popina.

Vegetaţia de stepă predomină, fiind formată în special din negară (Stipa capillata), păiuş (Festuca valesiaca), bărboasa (Bothriochloa ischaemum), peliniţa (Artemisia austriaca), pelinul (Artemisia campestris), păpădia (Taraxacum officinale) etc.

Fauna este bogată în rozătoare, dintre care menţionăm două specii proprii Dobrogei, şoarecele (Mesocvicetus nevtoni) şi dihorul de stepă (Mustela eversmani). Reamintim prezenţa guşterului mare (Lacerta strigato major) şi a viperei cu corn dobrogeană (Testudo graeco ibera) etc.

Se întâlnesc cernoziomuri, soluri de sărătură etc.

Insula Popina şi complexul Razelm au fost declarate rezervaţii, deoarece aici îşi găsesc adăpost o serie de păsări, cum ar fi: Pelicanul creţ (Pelecanus onocratalus), declarat monument al naturii, pasărea flamingo, venită tocmai din Delta Nilului ş.a. Această regiune are mare importanţă turistică. Spre Razelm, la 10 km de Babadag şi în apropiere de Enisala, se află ruinele de la Heraclea, stăpânită de genovezi în sec. al XII-lea. Liniştea de aici este întreruptă doar de strigătele ascuţite ale pescăruşului şi ale păsărilor de baltă.

Toate acestea nu pot constitui decât refugii pentru diverse specii de animale şi plante, păstrând în acest fel naturalitatea peisajului, micşorând prin izolare vulnerabilitatea. Deşi insula Popina este astăzi părăsită, ea a adăpostit o cetate, pe timpul romanilor, construită din piatră adusă din aflorimentele de şişturi verzi de la Camena, Taşaul.

***Peisajul lacurilor, limanelor şi lagunelor.*** Limanele fluvio-marine au apărut din acţiunea combinată a eroziunii fluviatile, cu procesele de eroziune şi acumulare marină.

În perioadele când nivelul mării era mai scăzut, apele dobrogene îşi continuau cursul pe platforma continentală, mult mai departe de vărsarea actuală. Ulterior, în urma ridicării nivelului mării, ele apar submerse, ca văi pe şelful continental. Prin ridicarea nivelului mării, gurile acestor râuri au fost inundate de ape şi transformate în golfuri alungite. Din această categorie fac parte limanele fluvio-marine: Agighiol, Babadag, Toprachioi, Zebil şi Ceamurlia; Baciu, Oltina, Mârleanu, Vederoasa

*Lacul Babadag* este unul dintre marile lacuri ale Dobrogei de Nord, la care pot fi adăugate lacurile amenajate de om, în vederea unei utilităţi

complexe, fără să aibă legătură direct cu Dunărea. Malurile sale, îndeosebi cele sudice şi nordice, sunt supuse eroziunii lacustre, dar şi unei puternice remanieri. Cele două râuri care se scurg în el, Taiţa şi Teliţa, în urma amenajării ca iazuri piscicole, au înregistrat importante modificări.

Apreciată ca apă salmastră – cantitatea totală de săruri depăşeşte 0,5g/1 săruri, valoare ce se înscrie la limita superioară –, apa provenită din Lacul Babadag determină o sărăturare uşoară a suprafaţe1or agricole irigate.

Aportul de apă al râurilor afluente este important atunci când se produc viituri. Dacă se întâmplă ca pe aceşti afluenţi să fie o perioadă cu ape mari, nivelurile lacului se ridică cu 10-15 cm. Intrările şi ieşiri1e pe canalul Enisala influenţează nivelurile Lacului Babadag, al cărui nivel mediu multianual, de 37 cm, este inferior cu 11 cm celui al Lacului Razelm. Deci schimbul de ape poate fi predominant dinspre Lacul Razelm spre Lacul Babadag. Regimul vânturilor influenţează zilnic nivelurile, în cazuri excepţionale diferenţa de la o zi la alta fiind de 20-50 cm, tocmai datorită schimbării intensităţii şi a direcţiei. Tot din aceste motive au loc şi schimbările de mase de apă între lacurile componente ale complexului lacustru.

*Lacul Agighiol*, liman fluviatil format pe valea Tulcea, are o formă alungită cu vârful spre nord.

Lacul natural a fost modificat, fiind în prezent un iaz piscicol amenajat şi compartimentat în acest scop.

Actualul liman *Toprachioi* a fost până în anii ’60 o zonă inundată de stuf şi papură, prin care râul Taiţa meandra înspre Lacul Babadag. După construirea unui stăvilar, în imediata apropiere a şose1ei şi a căii ferate, nivelul lacului a crescut, în medie, cu 1,30 m.

Înălţarea nivelului lacului, aflat în prezent la 160-170 cm (reper Marea Neagră), în funcţie de ridicarea şi coborârea vanelor, la ape mari depăşind 2,50 m, a provocat inundarea văii în amonte cu cca. 1 km şi o ridicare proporţională a nivelului freaticului care determină deteriorarea viilor, livezilor şi grădinilor, deteriorarea caselor aflate pe vale, afectând şi o suprafaţă agricolă de cca 375 ha.

*Lacul Zebil* este cunoscut sub numele de Lacul Tăuc, după amenajarea lacului ca iaz piscicol. În hărţi, figurează cu numele de Zebil. S-a format la gura de vărsare a răului Teliţa în Lacul Babadag. În prezent, râul se varsă direct în lac, fiind regularizat.

Apa este dulce şi nivelurile sunt dictate de nevoile exploataţiei piscicole.

*Lacul Razelm.* Numele Razelm se pare că s-a datorat unei transcrieri greşite în hărţile Freied, apărute la Viena, la sfârşitu1 sec. al XVIII-lea şi începutul sec. al XIX-lea. A fost preluată în lucrările cartografice româneşti. În ultimul timp, se impune numele Razim, mai vechi în literatura de specialitate. Lacul Razelm este cel mai mare din ţară.

Ţărmurile sunt crestate, cu numeroase golfuri mari.

Legătura Lacului Razelm cu marea se făcea pe la Gura Portiţei; denumirea românească a acestei deschideri este găsită de G. Vâlsan, în 1935, pe o hartă rusească din timpul lui Petru cel Mare (1696-1725) şi o socoteşte cea mai veche denumire românească atestată la Marea Neagră.

La Gura Portiţei, deschiderea spre mare era variabilă, între 0 şi 200 m lăţime, iar adâncimea, de 4-5 m, până la astupare totală cu un dig de anrocamente.

În Lacul Razelm debuşează, în sectorul nordic, o serie de canale, care au funcţia de a-l alimenta cu apă dulce din braţul Sf. Gheorghe.

***Peisajul plajelor.*** Deşi pe suprafeţe restrânse, în Dobrogea de Nord şi Centrală ele constituie o componentă majoră a peisajului litoral, dar şi dunărean, în continuă modificare sub acţiunea factorilor naturali sau a omului. Structura acestora este în deplină concordanţă cu aceea a unităţilor sau formelor de relief la baza cărora au apărut şi s-au format fie pe depozite loessoide, nisipoase, organogene sau argile, în general depozite care ajung la baza versanţilor, alimentând plaja, cum este cazul celor de la poalele malurilor care înconjoară limanul fluvio-marin Babadag, limanul Agighiol ş.a., fie pe depozite mai consistente, ca cele formate la poalele promontoriilor Iancila, Dolojman, sau chiar pe latura dunăreană, între Cernavodă-Hârşova.

Configuraţia lor se modifică sezonier, uneori chiar mai repede, atunci când vântul şi valurile depăşesc anumite valori.

La sud de Capul Midia, plajele se deosebesc atât din punct de vedere morfometric (lungime, lăţime), cât şi genetic. Forma şi mărimea lor este strâns legată de configuraţia ţărmului, dar apariţia este dependentă de poziţie, de distribuţia curenţilor marini locali care participă la formarea perisipurilor etc.

În dreptul falezei, plaja este formată din nisip cochilifer fin şi are lăţimi care se reduc mult, spre exemplu, în dreptul promontoriului de calcar al peninsulei care adăposteşte portul Constanţa sau în dreptul farului de la Tuzla.

Acţiunea valurilor şi a vânturilor determină modificarea permanentă a plajei, prin retragerea ei, în unele locuri cu 3-4 m. Pentru a stăvili acest fenomen, s-au construit diguri paralele cu plaja şi faleza, cu ajutorul stabilopozilor.

Nisipul constituent al plajelor, de origine cochiliferă, este transportat deseori de la un loc la altul pentru completarea plajei. Tot pe plajă se întâlnesc bancuri de cochilii (Pescărie-Constanţa, Agigea, Schitu Costineşti, sud Mangalia, Vama Veche), precum şi nisip rezidual, îndeosebi la sud de sectoarele cu puternică retragere a falezei (nord de lacul Agigea, nord Tuzla).

Plajele au un topoclimat propriu, cu variaţii termice sensibile având în vedere gradul de descoperire cu vegetaţie. Apa subterană se află aproape de suprafaţă şi are un grad oarecum ridicat de salinitate. Există plaje care sunt permanent supuse presiunii omului, prin ocuparea lor fie şi sezonieră (ex. Mamaia, Eforie etc.), condiţii în care prezenţa unei vegetaţii cel puţin ierboase este aproape imposibilă, dar sunt şi plaje (ex. Portiţa, la sudul staţiuni propriu-zise) unde situaţia se modifică întrucâtva astfel: pe plajele nisipoase, oarecum stabile, unde valurile mării nu ajung, se pot întâlni Crambe maritima, Artemisia arenaria. Pe dunele stabilizate sau relativ

stabilizate, pot fi întâlnite: Elymus sabulosus cu rol în fixarea nisipului, Medicago maritima, Artemisia maritima, Kochia arenaria, în timp ce, pe suprafeţele interdunale, în care vegetaţia este fidelă substratului permeabil şi umidităţi ridicate, cresc: Juncus aritimus, Plantago maritima, Statice gmelini (fig. 4).

***Peisajul falezelor.*** Făcând abstracţie de promontorii (capuri), care în cea mai mare parte se termină spre mare tot prin versanţi prăpăstioşi cu caracter de faleză, falezele tipice se întâlnesc îndeosebi la sud de Capul Midia.

Fie că sunt prezente în depozite loessoide, fie în calcare, în cea mai mare parte sarmatice, ele se ridică destul de mult deasupra nivelului mării. În funcţie de rocă, microformele apărute sunt deosebite şi specifice.

Aproape 2/3 din lungimea litoralului situat la sud de Capul Midia este dominat de faleze. Au înălţimi ce variază între 20 şi 40 m. De la capul Singol, situat la intrarea în Mamaia, înălţimea falezei creşte până la 35 m, pentru ca, dincolo de Costineşti, către Mangalia, să ajungă la 10-20 m, de unde începe din nou să crească spre Vama Veche.

Falezele continuă să existe, mai mult sau mai puţin continuu, şi în lungul văilor tributare mării (Casimcea, Mamaia, Agigea, Mangalia), barate şi colmatate la gura de vărsare, atât de aluviunile transportate de curenţii marini litorali, cât şi de cele aduse de râurile respective.

În dreptul oraşului Constanţa, faleza este formată în depozite loessoide care evoluează sub impulsul procesului eroziunii marine în adevărate terase, de surpare-prăbuşire, o succesiune de nivele a căror remaniere este continuă. Mai spre sud, locul falezelor tăiate în loess este luat de cele calcaroase (calcar sarmatic), structură dezvoltată în largi anticlinale şi sinclinale.

În structurile sinclinale, unde, uneori calcarele se află sub nivelul mării, acţiunea mecanică a valurilor provoacă şi schimbă prin eroziune aspectul suprafeţei falezelor, inclusiv a ţărmului. Aşa se explică prezenţa capurilor înalte (Cap. Turcului) în dreptul anticlinalelor şi a golfurilor arcuite larg în dreptul sinclinalelor. În golfuri, unde predomină acumularea, se formează şi fâşii subţiri de plajă; în schimb, în dreptul capurilor, unde placa de calcar înaintează în mare, sub forma unei platforme de abraziune, se întâlnesc pinteni ai ţărmului, ca rezultat al eroziunii.

La formarea acestui tip de ţărm participă şi pânza freatică ce alimentează mici izvoare litorale care, în depozite loessoide, favorizează declanşarea procesului de sufoziune şi cel al surpărilor şi prăbuşirilor prin subminarea treptelor.

Falezele sunt aproape complet lipsite de vegetaţie şi numai stabilitatea mai îndelungată a unei suprafeţe a permis instalarea unor specii de plante (fig.5).

## IV. Intervenţia antropică asupra peisajelor şi consecinţele acesteia

Asupra peisajelor amintite, societatea, de-a lungul timpului, a acţionat diferit, modificându-le în mai mare sau mai mică măsură. Din acest punct de

vedere, se poate face o clasificare astfel: peisaje care au înregistrat schimbări importante de-a lungul istoriei, îndeosebi cele situate la nivelul prispelor şi pedimentelor, luncilor, şi peisaje care au înregistrat schimbări în diferite componente.

În prima categorie, includem peisajele derivate supuse intervenţiei omului prin:

– Construirea cetăţilor greceşti, romane, dacice etc., situate în limitele litoralului (Enisala, Argamum, Histria, Tomis, Stratonis, Parthenopolis Calatis ş.a) sau limesului dunărean: Dinogetia, Rrubium, Troesmis, Beroe, Carsium, Capidava, Axiopolis, Sacidava, Altinum etc. Spune literatura arheologică, şi nu numai, că în acest perimetru, „aşezările omeneşti se ţineau lanţ" (I. Barnea, Şt. Ştefănescu, 1971). Cetatea Enisala (Heracleea), spre exemplu, a fost construită de genovezi spre finele secolului al XIII-lea, având rolul de supraveghere la intrarea în golful Babadag, ca şi pe braţele Dunării, Dunavăţ şi Cerneţ (R. Ciobanu, 1970). Părăsită de genovezi, cetatea a trecut în stăpânirea lui Mircea cel Bătrân, iar în 1417, intră în stăpânirea turcilor.

Cetatea de la Hârşova, construită din mari blocuri de calcar, datează din aceeaşi vreme cu „zidul genovez" de la Constanţa şi cu cea de la Enisala. Este cucerită în 1389 de Mircea cel Bătrân şi intră apoi, din nou (1417), sub stăpânirea otomană.

– Căile de comunicaţie (drumuri, căi ferate etc.), începând cu epoca antică, medievală, contemporană. O multitudine de dovezi, documente (monede de aur, emisiuni ale unor imperii – vezi Imperiul Bizantin –, tezaure, ca cele de la Uzumbair-Kogălniceanu, monede ale unor domnitori din Ţările Române, podoabe etc.) pun în evidenţă existenţa unor schimburi, a unor activităţi comerciale deosebit de active în toată Dobrogea, între Mare şi Dunăre.

– Aşezările noi sau cele care s-au dezvoltat (Sarichioi, Babadag, Baia, Jurilofca, Sarinasuf, Agighiol, Sălcioara, Ceamurlia).

În cea de a doua categorie pot fi incluse lagunele, limanele, insulele etc. Modificările aduse acestora sunt legate de transformarea lor în eleştee; legarea prin canale de lacuri, în vederea menţinerii nivelelor apei la o cotă optimă pentru irigaţii, piscicultură, conservarea unor vestigii arheologice etc.

Activitatea antropică, directă şi indirectă, a condus în multe cazuri la accelerarea unor procese geomorfologice, dar şi fizico-geografice. Astfel, desţelenirea unor suprafeţe înclinate sau schimbarea modului de utilizare a acestora, accelerată în ultimele decenii, la care s-a adăugat şi o tehnologie de lucru necorespunzătoare, a declanşat fenomene erozionale (ex. regiunea glacisurilor şi pedimentelor din regiunea Doloşman-Enisala, regiunea Cerna-Mircea Vodă).

Păşunatul intens pe povârnişuri cu roci uşor erodabile a dus, în cele din urmă, la eroziunea şi chiar îndepărtarea solului, precum şi la formarea unor organisme torenţiale (perimetrul Babadag-6 Martie-Enisala, perimetrul Cernavodă-Saligay, Cernavodă-Rasova etc). Acelaşi păşunat sau numai trecerea repetată a vitelor pe coastele repezi a dus, de asemenea, la degenerarea, în primul rând a solului şi transformarea unor coaste întregi în râpe golaşe, din care apele torenţiale rup continuu.

## PROFIL GEOGRAFIC ÎN DOBROGEA DE SUD (varietatea peisajelor)

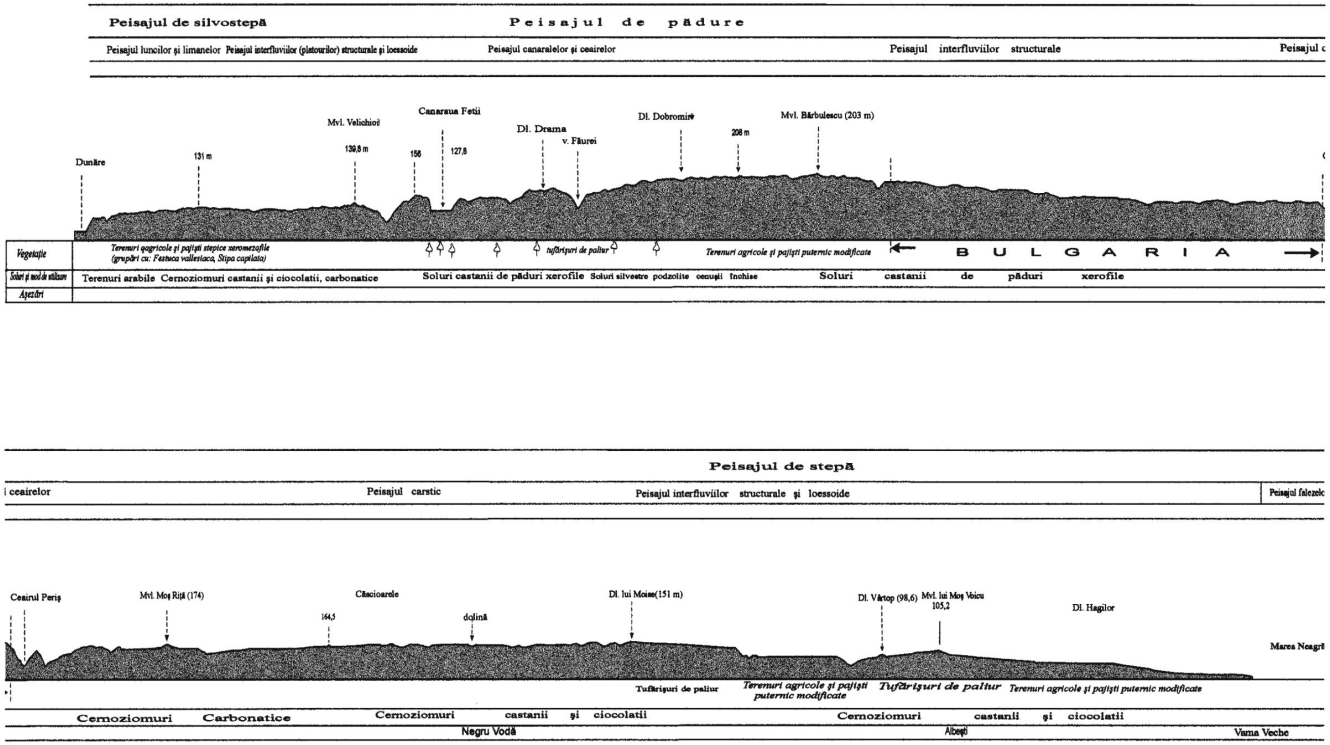
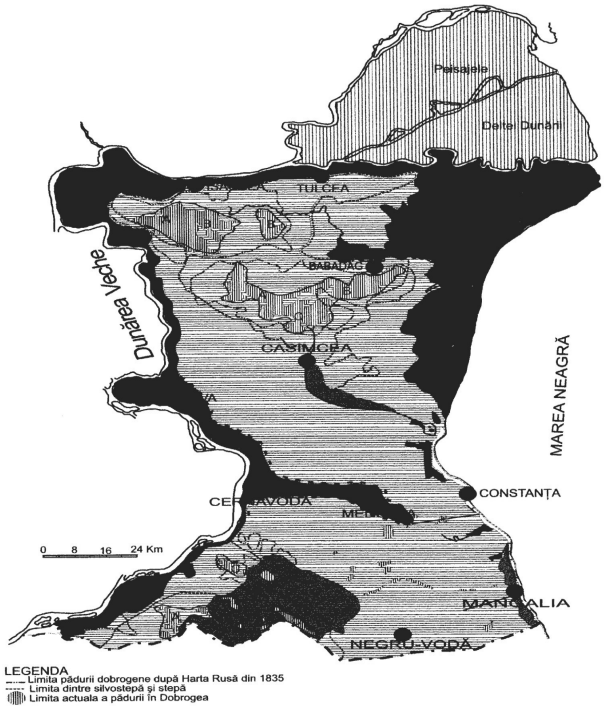



*Fig. 4.*




LEGENDA

| Peisaje regionale | | Peisaje locale |
|---|---|---|
| I. Peisajul pădurilor (natural și antropic) | A | Peisajul culmilor muntoase și dealurilor |
| | B | Peisajul depresiunilor, ceairelor, canaralelor |
| | C | Peisajul carstic |
| II. Peisajul silvostepei | | A. Peisajul pedimentelor și inselbergurilor |
| III. Peisajul stepei | | A. Peisajul Lacurilor și lagunelor, luncilor |
| | | B. Peisajul plajelor |
| | | C. Peisajul promontoriilor |
| | | D. Peisajul cordoanelor litorale |
| | | E. Peisajul regiunilor cu relief carstic |
| | | F. Peisajul regiunilor cu relief torențial-sufozional |
| | | G. Peisajul falezelor |
| | | H. Peisajul insulelor |
| | | I. Peisajul interfluviilor structurale și loessoide |
| IV. Peisajul Deltei Dunării (grinduri, cordoane, lacuri, bălți, canale, stuf etc.) | | |
| | | Arealul aproximativ al pădurii actuale |

*Fig. 5.*

Partea sudică a dealurilor Tulcei, către Razelm, în bună măsură inselberguri (martori de eroziune), culmi plane, alungite, poduri teşite sau pur şi simplu movile asociate cu glacisurile loessoide sau glacisurile de câmpie, alcătuieşte o complexitate morfologică, care, de-a lungul timpului, prin gradul său de favorabilitate, a cunoscut prefaceri legate mai ales de modul de utilizare a terenurilor, în apariţia aşezărilor omeneşti, a căilor de comunicaţie, a resurselor pe care le-a oferit etc.

Extinderea arealului urban, fie a celui vechi, fie prin apariţia noilor oraşe, direcţiile trecute şi actuale de dezvoltare economică, continua structurare a funcţionalităţilor zonei litorale prin apariţia unor noi surse, care au necesitat o amplă valorificare, sau a unor noi activităţi, extinderea căilor de comunicaţie, oricare ar fi tipul acestora, cu implicaţii profunde în structura şi dinamica suprafeţei topogeografice, permanenta deteriorare a mediului, consecinţă firească a dezvoltării economiei industriale, agricole etc., toate însumate subliniază locul şi rolul societăţii omeneşti în modificarea ireversibilă a peisajului.

Istoric şi evolutiv, intervenţia omului poate fi asociată unor intervale astfel:

– Începutul holocenului sau mezoliticului (acum circa 10.000 ani) este marcat atât de schimbarea climei – implicit a peisajului –, precum şi de apariţia primelor aşezări stabile, dovedite de descoperirile din câmpia litorală Baia ca aparţinând arheologic culturii Hamangia. Preocuparea esenţială a oamenilor consta în procurarea hranei. Faptul că se găseau lângă mare i-a determinat la practicarea pescuitului, iar dovezile ne vorbesc de un pescuit în larg, ceea ce presupune folosirea unor ambarcaţiuni solide şi deci, folosirea materialului lemnos, adus în cel mai rău caz din imediata apropiere, probabil chiar din zonele litorale, fapt dovedit de vestigiile faunistice-tipice de pădure. Cultivarea primitivă a unor plante, alături de exploatarea lemnului reprezintă deci acţiuni de intervenţie asupra peisajului acestor locuri.

– Neoliticul, prin conturarea unor comunităţi mai stabile, contribuie la procesul de modificare (continuă), înceată, dacă nu a întregului complex fizico-geografic, cel puţin a unora din componente. Nu se poate vorbi de un grad accentuat de eroziune a solului, întrucât cultivarea lui în condiţiile folosirii săpăligii se efectua pe o mică adâncime şi pe suprafeţe restrânse. Epoca bronzului consemnează existenţa aceloraşi locuri populate, Baia-Hamangia, la care se adaugă Enisala etc. Folosirea plugului de lemn cu corn de animal reprezintă un pas în dezvoltarea vieţii economice, consemnând o prelucrare mai riguroasă a pământului; cu toate acestea, agricultura în zonele depresionare-litorale, singurele bine cunoscute, joacă un rol secundar, dar în ascensiune.

Rezultă că, până la sfârşitul epocii bronzului, exista o agricultură foarte simplificată şi pe suprafeţe restrânse, un păstorit ceva mai dezvoltat, mai ales că Dobrogea reprezenta un centru de domesticire a unor animale. Prin urmare, peisajul Dobrogei, inclusiv cel al depresiunilor, avea o fizionomie puţin modificată.

Epoca fierului consemnează o etapă nouă în dezvoltarea economiei societăţii omeneşti dobrogene. Este vorba de apariţia şi folosirea plugului cu brăzdar de fier,

element nou productiv, la care se asociază un altul, de mare importanţă, contactul cu lumea greacă, o civilizaţie recunoscută şi cu pregnante influenţe. Zonele cu aşezăminte îşi măresc arealul oecumenic, dar şi complexitatea vieţii social-economice.

Pe lângă o agricultură mai organizată, care va duce la o intensitate a folosirii pământului şi la apariţia unor elemente ce privesc modelarea scoarţei, se dezvoltă în continuare păstoritul, relativ vânătoarea etc., există o preocupare în apărare, prin construirea şanţurilor, a valurilor de pământ, construirea caselor din piatră. Se dezvoltă aşezări ca: Lunca, Jurilofca, Enisala, Murighiol, alături de Baia-Ceamurlia, toate acestea localizate într-o întinsă fâşie longitudinală perimaritimă sau peridunăreană. La sfârşitul epocii fierului, era populată sigur Dobrogea litorală joasă, cu o agricultură izolată şi un păstorit avansat, regiune care a intrat profund în circuitul modelării naturale şi al activităţii umane. Regiunea joasă dunăreană a Dobrogei de Nord, se pare că a fost locuită în aceste timpuri numai în zona oraşului Tulcea.

Colonizarea greacă, începută în a doua jumătate a sec. VII î.Hr., după unii în sec. III î.Hr, s-a impus din punct de vedere economic şi prin caracterul agricol, specific de fapt coloniilor din sud (Tomis, Histria, Calatis), prin schimburi comerciale etc., apar noi aşezări: Camena, Caraman-Choi. Două fapte trebuie semnalate în legătură cu amplasarea noilor localităţi, şi anume colonizarea, care înainta spre vest, dinspre Murighiol, pe văi sau bazinete izolate (Teliţa, Meidanchioi şi Islam Geaferca), cu menţinerea practicii păstoritului, a prelucrării reduse a lemnului etc.

Epoca romană găseşte Dobrogea cu un peisaj în modificare. Pădurile, în afară doar de unele porţiuni de pe litoral, se întindeau pe toată suprafaţa. Pentru castrele de la Taiţa şi Sinoe, pentru cetatea Ulmetum etc. sau în sud-vest, pădurea avea şi un rol deosebit în viaţa spirituală. Histria era considerată ca fiind un important centru pescăresc şi, în secundar, pastoral. Mai mult decât atât, drumul cerealelor se găsea mult mai spre sud, unind cetăţile Axiopolis şi Tomis, pe care se transportau grânele de pe cele două maluri dunărene. În sfârşit, epoca romană, cu distrugerile determinate de războaie, invaziile barbare etc., au însemnat un proces de modificări şi transformări accentuate ale peisajului dobrogean. Căile de comunicaţie ce treceau în totalitate prin aceste locuri, legându-le, contribuiau şi ele din plin la schimbarea continuă a elementelor de peisaj.

Urmează o etapă complexă, din punct de vedere al schimbărilor în peisajele dobrogene, care se continuă şi astăzi şi poate fi considerată etapa celor mai intense şi complexe procese, intervenţii şi acţiuni asupra acestora, cu consecinţe multiple. Pe fondul acestora, se configurează fizionomia actuală a peisajului, dar şi multitudinea problemelor practice pe care le ridică.

## V. Vulnerabilitatea peisajelor dobrogene din impactul cu fenomene de risc

Mediul dobrogean constituie o entitate cu o semnificaţie proprie în contextul regional. Individualitatea lui se datoreşte: vecinătăţii Mării Negre, dar

şi Dunării, care impun un comportament special sistemelor hidro-climatice; reliefului, care, prin altitudini coborâte, permite maselor de aer traversarea lui cu uşurinţă înaintând mult către vest, dar şi est; un substrat în cea mai mare parte alcătuit din depozite loessoide şi apoi a calcarelor, şisturilor cristaline; clima semi-aridă (cca 350 mm precipitaţii medii anuale), cu toate că, în Dobrogea de Nord, valorile depăşesc în unele cazuri 400 mm; vegetaţia de stepă, asociată în cea mai mare parte culturilor care ocupă o bună parte a suprafeţei, alături de pădure şi silvostepă. Peisajele sunt întregite de prezenţa componentei antropice prin Canalul Dunăre-Marea Neagră, Porturile Constanţa şi Mangalia, staţiunile turistice, întreprinderea petrochimică Năvodari ş.a. Analiza regiunii litorale, în perspectiva dezvoltării durabile, nu poate fi realizată fără a cunoaşte existenţa şi implicaţiile unor hazarde plecând de la particularităţile fizice ale acestora, modul specific de manifestare şi impactul potenţial asupra mediului.

Gradul de vulnerabilitate a reliefului este diferit în Dobrogea. Avem în vedere: fragmentarea orizontală şi verticală, declivitatea suprafeţelor, expunerea acestora şi, nu în ultimă instanţă, altitudinile. În regiunea litorală a Dobrogei, există două stări distincte astfel: un ţărm actual jos, la contactul cu marea, format pe depozite uşor supuse eroziunii şi la fel de uşor transportate materialele rezultate de la un loc la altul (plaje, cordoane, etc.), prin urmare vulnerabil pentru acţiunea valurilor, a vântului etc., şi un ţărm vechi, spre interior, mai consolidat, având în vedere o bună parte a rocilor în care s-a format, cu grad de fragmentare foarte diferit de la un loc la altul şi în care procesele de modelare se încadrează mai ales pluviodenudaţiei, tasării şi sufoziunii. Prin urmare, gradul de vulnerabilitate la acţiunea hazardelor este mult mai cuprinzător şi cu caractere de diferenţiere.

Contactul cu Dunărea, mai exact cu lunca Dunării, se realizează la fel de diferenţiat în lungul său: abrupturi evidente în perimetrul limanelor fluviatile, la deschiderea acestora sau în lungul lor. Pe versanţii lor, pe argile sarmaţiene, dar nu numai (Seimenii Mari, Columbia-Cernavodă-Capidava, etc.), se întâlnesc surpări, alunecări, prăbuşiri. Pe depozitele loessoide, groase de 20-50 m, apar şi sunt destul de frecvente procesele torenţial-sufozionale (stâlpi, nişe, trepte etc.), iar pe calcare, gresii calcaroase conglomerate (ex. Hârşova), surpări locale şi rostogoliri de pietre, dar şi cele carstice.

În Dobrogea, predominant este relieful plan (peste 50%) sau uşor înclinat. Excepţie fac fronturile de faleză, marcate de înclinarea suprafeţei lor până la 90°, abrupturile petrografice sau structurale din interior etc., susceptibile de modelare activă. Expoziţia versanţilor cu un rol important în declanşarea unor fenomene şi procese se prezintă mult mai divers în regiunea nord-dobrogeană, comparativ cu cea sudică, de unde şi multitudinea aspectelor legate de procesele pe care le generează, dar şi de modul de utilizare a terenurilor, a spaţiului în general.

La sud, dar şi la nord de Midia şi fragmentar în Dobrogea de Nord şi Centrală, forma de relief care a cunoscut şi cunoaşte o activare prezentă este faleza. Este vorba de fosta faleză a Mării Negre, aşa cum apare în jurul podişurilor Casimcea şi Babadag, îndeosebi în regiunea unor lacuri (Babadag, Iancila, Dolojman), şi de actuala faleză la sud de Capul Midia, dar şi de abrupturile ce se ridică deasupra Dunării (ex. Hârşova).

Cele două sectoare au o dinamică oarecum asemănătoare, ambele fiind supuse acţiunii de modelare: este vorba, pe de-o parte, a acţiunii apei complexului lacustru Razelm, iar pe de alta, aceea a curenţilor, valurilor, oscilaţiilor de nivel din partea apei Mării Negre, dar şi într-o oarecare măsură a Dunării, pe latura vestică şi nordică. Din punctul de vedere al dinamicii, pe întreg cuprinsul litoralului aceasta poate fi: activă, semiactivă şi inactivă. Pe cele mai întinse porţiuni, faleza sau abrupturile sunt active, evoluând mai mult sau mai puţin regresiv, situaţie întâlnită pe suprafeţele puternic înclinate ale falezei lacului Babadag, în regiunea promontoriilor (capurilor) Iancila, Dolojman, Enisala şi Histria, în perimetrul lacurilor Tăbăcăria, Agigea, Eforie Nord şi Sud, Tuzla, Hârşova, Peceneaga etc.

Faleza semiactivă este supusă parţial şi temporar în mai mică măsură acţiunii valurilor, curenţilor şi oscilaţiilor de nivel. Avem în vedere segmentele de faleză dintre promontoriile (capurile) de pe latura maritimă şi dunăreană a Dobrogei Centrale şi de Sud, cea din dreptul Spitalului Militar Constanţa. Faleza inactivă se prezintă uşor etajată, modelarea acesteia fiind oarecum moştenită, şi aparţine pleistocenului şi holocenului. Este prezentă îndeosebi în Dobrogea de Nord (ex. Enisala-Cetatea Heracleea), uneori la o distanţă apreciabilă de actualul ţărm.

Climatic, Dobrogea cunoaşte nenumărate riscuri climatice, având în vedere poziţia sa în subdomeniul pontic, extins mult în interiorul uscatului dobrogean. Gradul de continentalitate este accentuat şi de interferenţa în acest spaţiu al circulaţiei atmosferice: polare, atlantice, de blocare etc. Influenţa mării însă limitează frecvenţa unor riscuri cum sunt cele generate de apariţia şi impactul cu temperaturi extreme. Gradul de vulnerabilitate devine minim la riscuri de tipul fenomenelor de îngheţ, datorită rolului moderator termic al mării. Dar influenţa mării accentuează fenomenele legate de vânturile generatoare de furtuni violente cu consecinţe în procesul de navigaţie. Astfel, din punctul de vedere al îngheţului şi brumei, regiunea litorală este cel mai puţin expusă, temperatura medie, fie şi în cea mai rece lună a anului, este, cel puţin în Dobrogea de Sud, de 0°.

Vulnerabilitatea la precipitaţii este mai vizibilă la ploile de vară, îndeosebi la intensitatea acestora, ploi cu intensitate mare, ca urmare a acţiunii perturbaţiilor sau ciclonilor cu caracter retrograd mediteraneeni, şi la acţiunea lor asupra scoarţei terestre fie pe suprafeţele înclinate, fie în albiile râurilor. În ceea ce priveşte vulnerabilitatea, se apreciază înscrierea acesteia în valori intermediare.

În ceea ce priveşte fenomenele de uscăciune şi secetă, regiunea litorală, unde cantitatea de precipitaţii coboară sub 350 mm/an, se încadrează în categoria teritorială cu vulnerabilitatea cea mai ridicată. Aici se întâlneşte cea

mai lungă perioadă de uscăciune din ţară (peste 6 luni), iar seceta poate să dureze un sfert de an. Timpul excesiv de secetă poate atinge, în lunile august-octombrie şi decembrie-martie, o frecvenţă de peste 50%, ca urmare a prezenţei şi influenţei anticiclonilor continentali. Se constată astfel că cea mai mare frecvenţă revine lunilor excesiv de secetoase, cu 680 cazuri, adică 51.52%, ceea ce înseamnă că pe litoral, mai mult de jumătate din timp este excesiv de secetos. În Dobrogea, inclusiv litorală, se poate vorbi şi de pericolul de deşertificare, prezentând în acest sens vulnerabilitate la aridizare, care se măreşte spre interior (Mihăilescu F., Pavel C., 1993). La aceasta contribuie şi suprapăşunatul şi eroziunea, care transformă suprafeţele în „arii deşertice".

Un fenomen climatic specific intervalului cald al anului îl reprezintă suhoveiul şi brizele. Suhoveiul este un vânt fierbinte, care însoţeşte vara fenomenele de uscăciune şi secetă. Relieful dobrogean, prin altitudinile sale reduse, ca şi gradul ridicat de uniformitate, contribuie la continentalizarea maselor de aer prin creşterea temperaturii, a gradului de uscăciune şi a vitezei vântului. Acţiunea sa se manifestă şi prin accentuarea coroziunii de suprafaţă, prin spulberarea particulelor fine, determinând deseori: furtuni de praf, ruperea ramurilor tinere, smulgerea pomilor. Numărul anual al cazurilor cu suhovei pe litoralul sudic este de 1-5 zile, număr atenuat de prezenţa brizelor care moderează temperatura şi menţin un grad ridicat al umezelii.

Se alătură suhoveiului advecţiile de aer cald tropical continental, generate de ariile anticiclonale situate la sudul României. Cu această ocazie, temperaturile maxime absolute trec de 30°C, îndeosebi în lunile iulie, august şi prima parte a lunii septembrie. Însumând numărul de cazuri cu astfel de situaţii, rezultă pentru sud, sud-est, şi estul ţării, faptul că s-au înregistrat temperaturi maxime absolute de peste 40°C în 49 cazuri, ceea ce înseamnă 69%. Chiar şi pentru temperatura medie anuală, studiile pun în evidenţă tendinţa lineară de creştere a valorilor după anul 1980, tendinţă remarcată şi astăzi.

Diferenţierile de încălzire şi răcire ale aerului, deasupra uscatului şi a suprafeţelor întinse de apă din apropierea Mării Negre, pot duce la formarea brizelor de zi şi de noapte sau, altfel spus, de mare şi de uscat. În apropierea mării sau a lacurilor litorale, în sezonul cald al anului, apa este mai rece decât uscatul şi, în acest caz, ia naştere un curent de aer ce se va deplasa de pe mare spre uscat (briza de zi) şi, cum aerul rece este mai greu, va antrena o mişcare peste aerul cald mai uşor, înlocuindu-l. Odată cu deplasarea aerului încărcat cu vapori de apă spre ţărm, deasupra uscatului, datorită aerului încălzit de suprafaţa solului, acesta se extinde, se ridică pe verticală, au loc mişcări convective şi încep să se formeze nori de tip cumuliform din speciile Cumulus humilos, Cumulus cougestus, care, direcţionaţi încet, spre coastă, se dispersează gradat în timp ce se mişcă.

În perioada rece a aerului, în luna ianuarie, circulaţia locală a aerului sub forma brizelor este înlocuită prin circulaţia zonală caracteristică ţării noastre. În acest interval de 24 ore, vânturile dominante sunt cele din direcţia V, NV şi N, iar

influenţa mării se resimte, mai ales şi pe o zonă îngustă, ajungând până la 4-5 km în intervalul uscatului.

Influenţa calmului este maximă între orele 20 şi 8, fiind cuprinsă între 15.1-26%, şi minimă între orele 12 şi 18, având valori de la 2,3 la 6,8%.

Prin urmare, regimul vânturilor de tip briză din perioada caldă a anului este favorizat de suprafaţa mare a întinderii de apă, în general netedă, cu rugozitate redusă, constituind una dintre trăsăturile sale distinctive, comparativ cu suprafaţa uscatului, unde vegetaţia şi relieful provoacă o intensă frecare în straturile joase ale atmosferei. De asemenea, suprafaţa acvatică este elastică şi mobilă în raport cu mişcarea aerului. Din această cauză, consumul de energie în procesul de frecare a aerului cu suprafaţa apei este mult mai mic decât deasupra uscatului, iar viteza vântului este mai mare. În timpul advecţiei, datorită rugozităţii mai mici a suprafeţelor de apă, stratul turbulent de frecare are o înălţime mai redusă decât deasupra uscatului.

Din analiza datelor reiese că, în perioada caldă a anului, circulaţia aerului de tipul brizei este mai puternică în zona de contact a celor două tipuri de suprafeţe subiacente – apa şi uscatul – zonă în care, datorită caracteristicilor fizice atât de diferite, înregistrează valori maxime.

## LANDSCAPES OF DOBRUDJA: TYPES, REPARTITION, CULTURE, VULNERABILITY

*Summary*

The land situated between Black Sea and Danube, meaning Dobrudja, presents very different landscapes concerning their specific features and wide, expresion of the tight boundary between these two acquatic units and the continental land. They can be grouped in two categories: regional landscapes (forest, forest steppe, steppe) and local landscapes (private) which merge with morphologic, hydrograpphic or interfearing entities (beach landscape, pediments, headlands, depressions and valley corridors landscapes etc.).

Climatic, hydrologic risks and not only, which Dobrudja is complied with, generate a vulnerable character of the landscape, with undesirable consequences. This is why the knowing of unwelcome implications phenomena and associating them to more efficient protection measures are necessary.

## BIBLIOGRAFIE

1. BRĂTESCU, C. (1928), *Pământul Dobrogei*, Vol. Jub. „Dobrogea”, vol. I, *Analele Dobrogei*, anul IX.
2. CONEA, ANA (1968), *Formaţiuni pedogenetice şi depozite cuaternare în Dobrogea centrală şi de Sud,* Bucureşti.

3. DĂMĂCEANU, C., AVRAMERCU, N., LEANDRU, V., CEUCA, G., TOMESCU, A. (1964), *Cercetări privind ameliorarea pădurilor degradate din nordul Dobrogei,* Ed. Agrosilvică, Bucureşti.
4. DIHORU, GH., DONIŢĂ, N. (1970), *Flora şi vegetaţia Podişului Babadag*, Editura Academiei R.S.R., Bucureşti
5. IANA, SOFIA, MARIN, I. (1972), „Contribuţii la studiul biotopurilor din Dobrogea", *Studii şi cercetări de geografie aplicată a Dobrogei*, Constanţa.
6. IANCU, M., SOFIA, IANA (1969), „Consideraţii fizico-georgafice asupra Dobrogei Dunărene de Sud", *Studii geografice asupra Dobrogei*, Bucureşti.
7. MARIN, I. (1967), „Particularităţi ale unor procese fizico-geografice în Podişul Babadag", *Analele Universităţii Bucureşti*, Seria Şt. Nat., an XVI, nr.1.
8. MARIN, I. (1972), „Forme legate de structură în Podişul Babadag", *Studii şi cercetări de geografie aplicată a Dobrogei,* Constanţa.
9. MUNTEANU, I. (1965), *Harta solurilor*. *Judeţul Constanţa*, Institutul geologic, Bucureşti.
10. POSEA, GR., POPESCU, N., IELENICZ, M. (1982), „Morfologia litoralului românesc la sud de Constanţa", *Terra*, nr.4.
11. RĂDULESCU, A., BITOLEANU, I. (1979), *Istoria românilor dintre Dunăre şi mare – Dobrogea*, Ed. Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti,
12. RĂDULESCU, I., BASARABEANU, N., MARIN, I. (1975), „Regionarea reliefului Dobrogei", *Studii de geografie*, Centrul de multiplicare al Universităţii Bucureşti.
13. RĂDULESCU, I., HERBST-RĂDOI (1974), *Judeţul Constanţa*, Ed. R.S.R., Bucureşti,
14. ROŞU, AL. (1972), „Observaţii geomorfologice cu privire la litoralul românesc în holocen", *Studii şi cercetări de geografie aplicată a Dobrogei*, Constanţa.
15. SĂLĂGEANU, GH., BAVARU, A., FABRITIUS, K. (1978)., *Rezervaţii, monumente şi frumuseţi ale naturii din judeţul Constanţa*, Constanţa.

# CLIMA DOBROGEI

**STERIE CIULACHE, VASILE TORICĂ**

Complexitatea fizico-geografică a teritoriului României este evidentă şi în privinţa condiţiilor climatice, care variază în limite largi, de la cele de tundră alpină, pe culmile înalte ale Carpaţilor, la cele amintind oarecum de Mediterana, în Dobrogea. Aceasta din urmă se individualizează pregnant, fiind cea mai caldă, cea mai uscată şi, între unităţile naturale de dealuri şi câmpie, cea mai vântoasă regiune a ţării.

Individualitatea climatică a Dobrogei este rezultatul interacţiunii complexe, dar specifice, a factorilor climatogeni radiativi, fizico-geografici şi dinamici.

*Factorii climatogeni radiativi* asigură cantităţi mari de energie solară ca urmare a poziţiei geografice favorabile (situarea sudică determinând unghiuri mai mari ale înălţimii Soarelui deasupra orizontului, iar cea estică o nebulozitate mai mică), altitudinilor mici, reliefului relativ uniform, proximităţii Mării Negre şi circulaţiei dominant vestice din troposfera mijlocie (la nivelul TA 500 mb).

Datele înregistrate la Constanţa (Tabelul 1) atestă potenţialul radiativ ridicat al Dobrogei, care se cifrează la circa 125 kcal/cm$^2$ an (122.94 kcal/cm$^2$ an la Constanţa).

Distribuţia teritorială a sumelor medii ale radiaţiei globale prezintă, desigur, unele diferenţieri legate de variaţiile transparenţei atmosferice (nebulozitate, ceaţă, pâclă), dar ele sunt puţin semnificative. În schimb, distribuţia temporală cunoaşte variaţii periodice şi neperiodice considerabile. În regim anual, cele mai mici sume medii lunare de radiaţie globală se înregistrează în decembrie (luna solstiţiului de iarnă, cu cel mai mic unghi al înălţimii Soarelui deasupra orizontului şi cu cea mai mare nebulozitate), iar cele mai mari, în iulie (cu înălţimi încă mari ale Soarelui şi cu nebulozitate redusă). La Constanţa, suma medie înregistrată în luna decembrie (2.98 kcal / cm$^2$ ) reprezintă doar 16.82 % din cea aferentă lunii iulie (17.71 kcal / cm$^2$).

*Tabelul 1*

**Sumele medii lunare şi anotimpuale ale radiaţiei globale (kcal/cm$^2$) la Constanţa (1965-2000)**

| Lunile anului | Unitate de măsură kcal/cm$^2$ | Anotimpul | Unitate de măsură | |
|---|---|---|---|---|
| | | | kcal/cm$^2$ | % |
| Ianuarie | 3.67 | IARNA | 11.98 | 9.70 |
| Februarie | 5.33 | | | |
| Martie | 8.59 | | | |
| Aprilie | 12.18 | PRIMĂVARA | 37.07 | 30.20 |
| Mai | 16.30 | | | |
| Iunie | 17.45 | | | |
| Iulie | 17.72 | VARA | 50.66 | 41.20 |
| August | 15.49 | | | |
| Septembrie | 11.54 | | | |
| Octombrie | 7.61 | TOAMNA | 23.23 | 18.90 |
| Noiembrie | 4.08 | | | |
| Decembrie | 2.98 | | | |
| Anual | 122.94 | | 122.94 | 100.00 |

Variaţiile neperiodice interanuale sunt, de asemenea, importante. Astfel, în anul 1980, caracterizat printr-o frecvenţă mare a timpului noros şi acoperit, radiaţia globală înregistrată la Constanţa a fost de numai 108.29 kcal/cm$^2$, iar în anul 1990, cu o frecvenţă mare a timpului senin, a atins 141.54 kcal/cm$^2$.

*Factorii climatogeni fizico-geografici* se individualizează, faţă de oricare altă regiune a ţării, prin prezenţa celor două tipuri fundamentale de suprafaţă activă: continentală şi marină. Suprafaţa activă uscată este relativ uniformă, dar nu total lipsită de particularităţi apte să inducă modificări locale destul de importante, în valorile şi regimurile unor elemente meteorologice. Astfel, partea nord-estică a Dobrogei, reprezentată de Delta Dunării, constituie o suprafaţă activă, cu caracteristici ambivalente, care alternează atât în spaţiu (grinduri, mlaştini şi suprafeţe acvatice întinse), cât şi în timp (suprafeţele uscate extinzându-se la ape mici, iar cele acvatice, la ape mari). Nici uscatul propriu-zis nu este foarte omogen, la o analiză mai detaliată. Dobrogea de Nord corespunde unui lanţ montan vechi, puternic peneplenizat din paleozoic până în prezent. La nord de linia tectonică Peceneaga-Camena, persistă munţii reziduali ai Măcinului sau Pricopanului, dispuşi pe direcţia NV-SE sub forma unor culmi şi vârfuri, cu înălţimea maximă de 467 m (Vf. Ţuţuiatu). Ei se continuă spre est cu Podişul Niculiţel şi Dealurile Tulcei, ale căror altitudini oscilează între 300 şi 150 m. Spre sud, se desfăşoară Podişul Babadagului, al cărui relief vălurit înclină dinspre vest (400-300 m altitudine) către est (200-100 m). Partea cea mai joasă a Dobrogei de Nord, Câmpia litorală Razelm, este acoperită în bună măsură de apele complexului Razelm-Sinoe, cu adâncimi mici (2-3 m) şi martori de scufundare (Popina, Grădiştea, Bisericuţa).

Dobrogea Centrală, la sud de linia tectonică Peceneaga-Camena, corespunde în linii mari Podişului Casimcei, care înclină lin dinspre nord-vest (400-300 m) către sud-est (100 m), fiind drenat, în mare parte, de râul cu acelaşi nume.

Dobrogea de Sud este o regiune de platformă, cu interfluvii plane sau larg vălurite şi altitudini cuprinse între 200 (în vest) şi 100 m (în est). Se disting trei subunităţi: Podişul Medgidia, cu altitudini între 170-100 m şi un nivel freatic ridicat, din cauza canalului Dunăre-Marea Neagră; Podişul Cobadin-Negru Vodă, foarte vălurit, cu numeroase forme carstice şi cu câteva areale endoreice; Podişul Oltina, puternic fragmentat cu numeroase canioane (canarale) şi limane fluviatile.

Litoralul propriu-zis este foarte jos în secţiunea nordică (între 0 şi 4 m) şi sensibil mai înalt (cca. 100 m) în partea sudică.

Marea Neagră constituie, la rândul ei, cel de-al doilea tip fundamental de suprafaţă activă, care are, prin modul diferit de încălzire şi răcire, prin faptul că este o sursă permanentă de evaporare, prin modificările pe care le aduce presiunii atmosferice şi caracteristicilor vântului, nebulozităţii şi precipitaţiilor etc., influenţe deloc neglijabile asupra genezei condiţiilor climatice specifice Dobrogei. Desigur, bazinul Mării Negre, nu poate fi considerat drept suprafaţă activă a Dobrogei. Dar proximitatea unei atât de întinse suprafeţe acvatice nu poate rămâne fără consecinţe asupra climei dobrogene. Iar aceste consecinţe sunt mult mai reduse decât ar fi fost de aşteptat, din cauza predominării circulaţiei vestice, caracteristice latitudinilor medii.

*Factorii climatogeni dinamici* reprezentaţi prin circulaţia generală a atmosferei, dar, la scară locală, şi prin circulaţiile termo-barice de tip briză, joacă, de asemenea, un rol important în geneza climei, conferind Dobrogei o individualitate distinctă. Astfel, circulaţia vestică sau zonală are, deasupra regiunii cercetate, o frecvenţă de circa 45%, iar circulaţia tropicală, cu cele două variante ale sale (maritimă şi continentală), de 15%. Acestora li se adaugă circulaţia polară (30%) şi circulaţia de blocare (10%). Cele patru forme sau categorii principale de circulaţie atmosferică sunt determinate de principalii centri barici ai regiunii sinoptice naturale europene (Anticiclonul Azoric, Depresiunea Islandeză, Anticiclonul Euro-Siberian, Depresiunile Mediteraneene), cărora li se adaugă, cu o pondere mult mai mică, acţiunea Anticiclonului Groenlandez, a Anticiclonului Scandinav, a Anticiclonului Nord African şi a Depresiunii Arabe.

Iarna, câmpul baric mediu, caracterizat printr-o depresiune barică amplă, centrată deasupra Islandei, un anticiclon puternic dezvoltat în estul Europei şi Asia, un altul în regiunea Azorelor şi o zonă depresionară în Marea Mediterană, determină în troposfera inferioară o circulaţie dinspre nord-est, care aduce, în Dobrogea şi celelalte regiuni extracarpatice ale ţării, aer polar continental şi arctic, cu temperaturi reduse şi precipitaţii slabe. În situaţiile sinoptice când Depresiunea Mediteraneană înaintează spre Balcani, iar anticiclonul din estul Europei se intensifică, aerul cald şi umed tropical este pulsat la înălţime către nord-est, ceea ce face ca în zona de contact cu aerul polar continental deosebit de rece, adică în sud-estul României, să se producă ninsori abundente şi viscole violente.

Vara, deasupra Europei, se extinde într-o măsură mult mai mare Anticiclonul Azorelor şi se diminuează Depresiunea Islandeză. În estul extrem, acţionează Depresiunea Sud-Vest-Asiatică. Acest câmp baric mediu favorizează

advecţia aerului polar oceanic de origine atlantică. Deplasarea fiind relativ lentă, aerul respectiv ajunge în Dobrogea, după ce interacţiunea cu suprafeţele survolate l-au transformat, mărindu-i temperatura şi diminuându-i umezeala.

Cele două tipuri mari de circulaţie dominantă în cele două semestre (rece şi cald) ale anului joacă un rol important în formarea contrastelor climatice sezoniere al Dobrogei.

Modul specific în care se combină cele patru categorii de factori genetici determină valorile şi regimurile fiecărui element meteorologic în parte, astfel că ansamblul acestora, împreună cu fenomenele meteorologice caracteristice generează, la scară multianuală, un sistem climatic care deosebeşte Dobrogea de toate celelalte regiuni ale ţării.

*Temperatura aerului,* ca efect direct al radiaţiei globale foarte ridicate, este mai mare decât oriunde altundeva în România, făcând din Dobrogea cel mai cald teritoriu al ţării. Aşa cum se vede în harta izotermelor anuale (*Fig. 1*), la toate staţiile meteorologice din jumătatea estică a regiunii, temperaturile medii anuale sunt egale sau mai mari de 11°C. Desigur, astfel de valori se întâlnesc şi în lunca Dunării, până la Drobeta-Turnu Severin, dar nicăieri nu întâlnim medii termice pozitive în luna cea mai rece a anului, ianuarie, ca în zona sudică a litoralului românesc al Mării Negre. Nici în jumătatea vestică mediile termice anuale nu coboară prea mult sub 11°C, excepţie făcând doar sectorul ceva mai înalt (peste 350-400 m) al Munţilor Măcinului, unde, conform gradientului termic vertical mediu, ele pot scădea uşor sub 10°C.

*Fig. 1.* Harta izotermelor anuale

Izotermele lunii ianuarie (*Fig. 2*) indică o scădere treptată a temperaturii medii a lunii celei mai reci, pe măsura îndepărtării de bazinul acvatic al Mării Negre, care cedează căldură aerului de deasupra, atenuând astfel şi răcirea uscatului învecinat. Astfel, sectorul situat în extremitatea sud-estică, la sud de Constanţa, înregistrează temperaturi mai mari de 1°C; fâşia centrală, orientată de la sud-vest către nord-est, are valori cuprinse între 0 şi –1°C; iar sectorul dintre Dunăre şi izoterma care uneşte Cernavodă cu Chilia Veche are medii care coboară foarte puţin sub –1°C. Doar în sectorul Munţilor Măcinului mediile lunii ianuarie sunt mai mici de –2°C.

*Fig. 2.* Harta izotermelor lunii ianuarie

Harta temperaturilor medii ale lunii celei mai calde, iulie (*Fig. 3*), este extrem de simplă, o singură izotermă, cea de 22°C, curbându-se sub forma literei S, de la Sfântu Gheorghe, pe la nord de complexul Razelm- Sinoe, prin Babadag şi Medgidia, până la est de limanul Bugeac, pe graniţa cu Bulgaria. Ea separă sectorul estic, cu temperaturi medii sub 22°C (excepţie făcând doar Constanţa, care înregistrează 22.3°C), de sectorul vestic, unde acestea sunt superioare valorii respective. Explicaţia acestei diferenţe rezidă în efectul de răcorire pe care îl au brizele marine, dar trebuie menţionat că şi pe latura dunăreană se resimte chiar dacă mult mai slab, efectul similar al apelor fluviului şi bălţilor aferente. Valori medii sub 21°C se înregistrează insular, în arealul mai înalt al Munţilor Măcin.

*Fig. 3.* Harta izotermelor lunii iulie

Regimul anual al temperaturilor medii lunare descrie la toate cele zece staţii luate în analiză (Tabelul 2) curbe asemănătoare, atât de apropiate unele de altele, încât reprezentarea lor grafică la o scară acceptabilă s-ar înfăţişa, pe aproape tot parcursul anului, ca o singură linie mai groasă.

Valorile cresc continuu din ianuarie (luna cea mai rece) până în iulie (luna cea mai caldă), pentru ca apoi să scadă neîncetat până în ianuarie, când ciclul se reia. De remarcat că mediile lunii aprilie sunt cu 0.7-1.3°C mai mici, la staţiile meteorologice de pe ţărmul mării (Constanţa, Mangalia), decât la cele din interiorul Podişului Dobrogei (Medgidia, Hârşova, Adamclisi), din cauza inerţiei de încălzire a apelor mării. În schimb, mediile lunii octombrie sunt cu 1.5-1.8°C mai mari pe litoral decât în interiorul uscatului, din cauza inerţiei de răcire a mării.

Amplitudinile medii anuale ale temperaturii aerului suferă, la rândul lor, influenţa atenuatoare a apelor marine, fiind mai reduse la staţiile meteorologice de pe ţărmul mării (21.6°C la Constanţa; 20.5°C la Mangalia) şi mai mari la cele din interiorul uscatului (23.5°C la Hârşova; 22.4°C la Medgidia).

Mediile lunare şi anuale provenite dintr-un şir lung de observaţii meteorologice atenuează valorile concrete. Din cauza marii variabilităţi interanuale a circulaţiei atmosferice, acestea se abat într-un sens sau altul de la mediile multianuale respective, unii ani fiind mai calzi, iar alţii mai răcoroşi.

*Tabelul 2*

**Mediile lunare şi anuale ale temperaturii aerului (°C) în Dobrogea (1965-2000)**

| Staţia meteo | Alt. (m) | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Anual |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Constanţa | 13 | 0.8 | 1.8 | 4.7 | 10.0 | 15.6 | 20.2 | 22.4 | 22.1 | 18.1 | 13.2 | 7.8 | 3.0 | 11.7 |
| Mangalia | 6 | 1.3 | 2.0 | 4.6 | 9.6 | 15.0 | 19.6 | 21.8 | 21.6 | 18.0 | 13.0 | 7.8 | 3.6 | 11.5 |
| Medgidia | 70 | –0.4 | 1.0 | 4.7 | 10.5 | 16.1 | 20.2 | 22.0 | 21.2 | 17.1 | 11.7 | 6.2 | 1.6 | 11.0 |
| Hârşova | 38 | –1.2 | 0.4 | 4.7 | 10.9 | 16.7 | 20.6 | 22.3 | 21.5 | 17.3 | 11.4 | 5.4 | 0.9 | 10.9 |
| Adamclisi | 159 | –0.7 | 0.7 | 4.5 | 10.3 | 15.9 | 19.8 | 21.8 | 21.1 | 17.1 | 11.5 | 5.9 | 1.5 | 10.8 |
| Tulcea | 33 | –1.5 | 0.1 | 4.5 | 10.6 | 16.5 | 20.6 | 22.7 | 21.9 | 17.4 | 11.6 | 6.4 | 1.4 | 11.0 |
| Sulina | 3 | –0.2 | –0.4 | 3.9 | 9.6 | 15.7 | 20.5 | 23.0 | 22.8 | 19.2 | 13.7 | 7.9 | 2.8 | 11.6 |
| Sf. Gheorghe | 5 | –0.3 | 0.6 | 4.0 | 9.7 | 15.8 | 20.5 | 22.9 | 22.2 | 18.2 | 12.6 | 7,5 | 2.6 | 11.4 |
| Gorgova | 7 | –1.4 | 0.1 | 4.2 | 10.7 | 16.7 | 20.9 | 23.1 | 22.1 | 17.6 | 11.7 | 6.5 | 1.6 | 11.2 |
| Chilia Veche | 8 | –1.4 | 0.2 | 4.6 | 10.7 | 16.6 | 20.7 | 22.8 | 22.0 | 17.5 | 11.7 | 6.5 | 1.5 | 11.1 |

La Constanţa, de exemplu, cea mai mare medie anuală s-a ridicat la 12.4°C (1936), iar cea mai mică, la 9.5°C (1933). La Mangalia, valorile corespunzătoare au fost 12.4°C (1951) şi 9.2°C (1933); la Sulina, 12.4°C (1923) şi 9.7°C (1942); la Tulcea, 12.5°C (1951) şi 9.5°C (1942); la Babadag, 11.7°C (1957) şi 9.7°C (1907), la Cernavodă, 12.4°C (1951) şi 9.9°C (1954) etc.

În lunile de vară, abaterile sunt ceva mai mari. Cea mai ridicată medie termică a lunii iulie a atins, la Constanţa, 24.8°C (1938), iar cea mai coborâtă, 20.0°C (1913). La Mangalia, valorile corespunzătoare au fost 24.3°C (1938) şi 19.3°C (1933); la Sulina, 25.5°C (1936) şi 20.3°C (1902; 1913); la Tulcea, 24.9°C (1946) şi 20.6°C (1912); la Babadag, 23.6°C (1905) şi 20.4°C (1912); la Cernavodă, 24.9°C (1946) şi 21.5°C (1955) etc. În lunile de iarnă, contrastele termice dintre masele de aer care se succed deasupra Dobrogei pot fi foarte mari, astfel că şi diferenţa dintre cea mai caldă şi cea mai rece lună ianuarie cresc sensibil. La Constanţa, cea mai caldă lună ianuarie a înregistrat 6.4°C (1936), iar cea mai rece, –8.1°C (1942). La Mangalia, valorile corespunzătoare au fost de 6.3°C (1936) şi –7.3°C (1042); la Sulina, 5.4°C (1936) şi –8.1°C (1942); la Tulcea, 4.8°C (1948) şi –9.2°C (1942); la Babadag, 3.3°C (1952) şi –7.4°C (1954); la Cernavodă, 5.3°C (1948) şi –8.2°C (1947) etc.

Temperaturile extreme, produse de regulă pe timp calm şi senin, în regim anticiclonic, sunt influenţate vizibil de diferenţele de încălzire şi răcire ale celor două tipuri fundamentale de suprafaţă activă. Maximele termice absolute rămân sub 40.0°C pe ţărmul mării (38.5°C la Constanţa, în 1947; 37.5°C la Mangalia, în 2000; 37.5°C la Sulina, în 1946; 36.3°C la Sf. Gheorghe, în 1967), dar depăşesc această valoare în interiorul uscatului (41.0°C la Medgidia şi Adamclisi, în 2000; 41.7°C la Hârşova, în 2000). În acest context, se cuvine menţionată şi temperatura de 26.0°C (înregistrată la Medgidia, în ziua de 27. 02. 1995), care reprezintă maxima termică absolută pentru lunile de iarnă, a întregii ţări. Minimele termice absolute evidenţiază, de asemenea, influenţa apelor mării, fiind mai ridicate la Mangalia (–25.2°C, în 1942), Constanţa (–25.0°C, în 1929) şi Sulina (–25.6°C, în 1929) şi mai coborâte la Tulcea (–27.2°C, în 1963).

Contrastul impus de cele două tipuri de suprafaţă activă este sesizabil şi în cazul altor parametri ai temperaturii aerului. Astfel, numărul mediu anual al zilelor de iarnă ($t_{max} \leq 0$°C) este în jur de 15 pe litoral (14.9 la Mangalia, 15.2 la Sfântu Gheorghe; 14.8 la Sulina) şi de peste 20 în interior (20.9 la Medgidia, 22.0 la Tulcea, 23.5 la Adamclisi); numărul mediu anual al zilelor cu îngheţ ($t_{min} \leq 0$°C) este de circa 70 pe ţărmul mării (68.4 la Mangalia, 70.1 la Constanţa, 71.1 la Sulina) şi de peste 80 în interior (83.7 la Medgidia, 85.2 la Tulcea, 103.4 la Corugea); numărul mediu anual al zilelor de vară ($t_{max} \geq 25$°C) este mai mic la staţiile meteorologice marine (62.3 la Constanţa, 59.0 la Mangalia, 37.0 la Sulina) şi sensibil mai mare la cele din interiorul uscatului (90.4 la Adamclisi, 92.5 la Tulcea, 95.1 la Medgidia).

*Umezeala aerului* prezintă valori care particularizează Dobrogea faţă de sectoarele învecinate ale Câmpiei Române, atât în privinţa tensiunii vaporilor de apă, cât şi în cea a umezelii relative.

Tensiunea reală a vaporilor de apă înregistrează, pe litoral, valori medii anuale mai mari decât în oricare altă regiune a ţării, (12.5 mb la Constanţa şi Sulina). În interiorul Dobrogei, ele scad la puţin peste 10 mb, pentru ca pe latura dunăreană să crească spre 11 mb. În regim anual, valorile medii lunare cresc paralel cu creşterea temperaturii aerului, de la 5.5. mb în ianuarie, până la peste 20-21 mb în iulie şi august, când evaporaţia este intensă.

Umezeala relativă, parametrul cel mai expresiv al acestui element meteorologic, este, de asemenea, mai mare ca în celelalte regiuni ale ţării, cu toate că, fiind raportul dintre tensiunea reală şi tensiunea de saturaţie a vaporilor, depinde mai mult de temperatura aerului. Aşa cum se vede în Tabelul 3, mediile anuale ale umezelii relative variază între 81 şi 85% pe litoral şi coboară la 80-79% în interiorul Podişului Dobrogean. În regim anual, mediile lunare cele mai mari se înregistrează iarna (83-91%), iar cele mai mici, vara (71-81%). Iarna, valorile mari sunt repartizate mai uniform, deoarece, în interiorul uscatului, tensiunea mai mică a vaporilor este compensată prin scăderile de temperatură, în timp ce vara apar diferenţieri sensibile: pe litoral, tensiunea mai mare a vaporilor şi temperatura mai redusă duc la creşterea umezelii relative, iar în interior, temperaturile mai ridicate şi tensiunea mai redusă a vaporilor determină scăderea umezelii relative. Este şi explicaţia pentru care, numărul mediu anual de zile cu umezeală relativă ≤ 30 % este neînsemnat pe litoral (între 0,0 la Sfântu Gheorghe şi 3.3 la Mangalia) şi ceva mai mare în interiorul uscatului (între 5.3 la Tulcea şi 10.1 la Medgidia). Dimpotrivă, numărul mediu anual al zilelor cu umezeală relativă ≥ 80% este mai mare pe ţărm (între 120.5 la Sfântu Gheorghe şi 184.5 la Sulina) şi mai mic în interior (între 72.0 la Gorgova şi 87.5 la Medgidia).

*Tabelul 3*

**Mediile lunare şi anuale ale umezelii relative (%) în Dobrogea (1965-2000)**

| Staţia | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Anual |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Constanţa | 85 | 83 | 83 | 82 | 80 | 75 | 75 | 76 | 78 | 81 | 85 | 86 | 81 |
| Mangalia | 85 | 83 | 83 | 83 | 82 | 80 | 78 | 78 | 80 | 82 | 85 | 85 | 82 |
| Medgidia | 87 | 85 | 82 | 77 | 74 | 74 | 72 | 73 | 78 | 81 | 86 | 90 | 80 |
| Hârşova | 89 | 87 | 82 | 75 | 73 | 72 | 71 | 72 | 76 | 80 | 87 | 91 | 79 |
| Adamclisi | 87 | 86 | 81 | 76 | 73 | 72 | 71 | 72 | 76 | 80 | 86 | 89 | 79 |
| Tulcea | 85 | 84 | 81 | 76 | 74 | 71 | 73 | 74 | 78 | 82 | 83 | 84 | 80 |
| Sulina | 88 | 85 | 84 | 85 | 85 | 83 | 82 | 79 | 81 | 85 | 87 | 88 | 84 |
| Sf. Gheorghe | 88 | 88 | 85 | 86 | 84 | 81 | 80 | 81 | 84 | 85 | 88 | 89 | 85 |
| Gorgova | 85 | 84 | 81 | 76 | 74 | 73 | 79 | 77 | 81 | 83 | 85 | 87 | 80 |
| ChiliaVeche | 89 | 86 | 84 | 79 | 78 | 78 | 75 | 77 | 82 | 86 | 89 | 90 | 83 |

*Nebulozitatea* este, de asemenea, o caracteristică definitorie a climei Dobrogei (Tabelul 4). Mediile ei anuale sunt mai mici decât în restul ţării, variind între 5.0 la Mangalia şi 5.6 la Sfântu Gheorghe. Dar, diferenţele cele mai pregnante se constată nu la

compararea valorilor anuale, ci a celor din lunile de vară. În iulie şi august, mediile nebulozităţii din Dobrogea, mai ales din fâşia litorală, sunt mai mici decât oriunde altundeva (între 2.7 zecimi la Mangalia şi 3.5 zecimi la Medgidia şi Tulcea). În schimb, luna cea mai înnorată, decembrie, înregistrează valori medii ridicate atât pe litoral, cât şi în interior (6.9 zecimi la Constanţa, 6.9 la Hârşova, 7.4 la Sulina, 7.0 la Tulcea etc.). Edificatoare din punctul de vedere în discuţie sunt şi mediile anuale ale numărului de zile senine (0.0-3.5 zecimi), care ating în Dobrogea valori impresionante: 135.9 la Mangalia, 143.5 la Babadag, 159.6 la Sulina, 165.7 la Tulcea etc.

*Tabelul 4*

**Mediile lunare şi anuale ale mebulozităţii (zecimi) în Dobrogea (1965-2000)**

| Staţia | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Anual |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Constanţa | 6.9 | 6.7 | 6.5 | 6.1 | 5.1 | 4.3 | 3.3 | 3.2 | 3.9 | 5.0 | 6.4 | 6.9 | 5.4 |
| Mangalia | 6.5 | 6.5 | 6.2 | 5.8 | 4.7 | 3.7 | 2.8 | 2.7 | 3.5 | 4.8 | 6.1 | 6.5 | 5.0 |
| Medgidia | 6.7 | 6.5 | 6.4 | 6.0 | 5.1 | 4.3 | 3.5 | 3.2 | 3.8 | 4.5 | 6.2 | 6.8 | 5.3 |
| Hârşova | 6.7 | 6.3 | 6.1 | 5.6 | 4.9 | 4.2 | 3.4 | 3.2 | 3.7 | 4.3 | 6.7 | 6.9 | 5.2 |
| Adamclisi | 6.7 | 6.5 | 6.2 | 5.7 | 4.4 | 4.2 | 3.3 | 3.0 | 3.6 | 4.4 | 6.0 | 6.6 | 5.1 |
| Tulcea | 6.6 | 6.7 | 6.6 | 5.8 | 5.1 | 4.4 | 3.5 | 3.4 | 3.9 | 4.8 | 6.4 | 7.0 | 5.4 |
| Sulina | 7.2 | 6.9 | 6.5 | 5.9 | 4.9 | 4.1 | 3.1 | 3.0 | 3.8 | 4.9 | 6.6 | 7.4 | 5.4 |
| Sf. Gheorghe | 6.7 | 6.7 | 6.5 | 5.7 | 4.7 | 3.8 | 2.9 | 2.9 | 3.8 | 4.8 | 6.4 | 7.8 | 5.6 |
| Gorgova | 6.5 | 6.7 | 6.5 | 5.8 | 5.0 | 4.1 | 3.3 | 3.1 | 3.2 | 4.6 | 6.3 | 6.9 | 5.2 |
| Chilia Veche | 6.5 | 5.9 | 6.4 | 5.6 | 5.1 | 4.8 | 3.4 | 3.2 | 4.2 | 5.0 | 6.7 | 6.8 | 5.3 |

*Durata strălucirii Soarelui* confirmă constatarea că Dobrogea este teritoriul cel mai senin al României. Datele din Tabelul 5 indică durate medii anuale care depăşesc 2200 de ore la cele mai multe dintre staţiile meteorologice analizate (2270.1 ore la Constanţa, 2317.3 ore la Medgidia, 2326.0 ore la Sfântu Gheorghe etc.). Acestea reprezintă circa 50% din durata astronomic posibilă de strălucire a Soarelui în regiune. În decursul anului, cele mai mici durate medii de strălucire efectivă a Soarelui se înregistrează în decembrie (luna solstiţiului de iarnă), când durata astronomic posibilă este cea mai scurtă, iar nebulozitatea este maximă (între 63.1 ore la Sulina şi 77.0 ore la Constanţa). Cele mai mari durate medii lunare nu se înregistrează însă în iunie (luna solstiţiului de vară), când durata potenţială este maximă (din cauză că nebulozitatea cunoaşte creşteri accentuate), ci în iulie, lună cu durate posibile încă mari şi cu nebulozitate sensibil mai redusă (între 313.1 ore la Hârşova şi 338.8 ore la Sfântu Gheorghe).

Valorile medii anuale au fost, desigur, diferite, de la un an la altul, în funcţie de variaţiile neîncetate ale circulaţiei atmosferice care modifică considerabil nebulozitatea şi implicit durata strălucirii Soarelui. Astfel, în anii cu predominare mai accentuată a timpului senin, durata strălucirii Soarelui a atins 2533 ore la Sfântu Gheorghe (1999) şi 2587 ore la Medgidia (1990). Dimpotrivă, în anii cu nebulozitate ridicată (1975, 1976, 1980 şi 1991), durata medie anuală a scăzut, la unele staţii meteorologice, sub 2000 ore.

Durata mare a însoririi teritoriului Dobrogei este atestată şi de numărul mediu anual al zilelor cu soare, care variază între 282 la Mangalia şi 301 la Sfântu Gheorghe, pentru fâşia litorală, şi între 279 la Adamclisi şi 289 la Medgidia, pentru interior.

*Tabelul 5*

**Duratele medii lunare şi anuale (ore şi zecimi de oră) ale strălucirii Soarelui în Dobrogea (1965-2000)**

| Staţia | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Anual |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Constanţa | 82.5 | 98.0 | 132.7 | 182.0 | 263.6 | 286.6 | 325.6 | 305.4 | 238.6 | 178.0 | 100.2 | 77.0 | 2270.1 |
| Mangalia | 81.5 | 101.4 | 139.5 | 192.3 | 264.0 | 302.5 | 324.6 | 305.0 | 239.5 | 185.2 | 105.1 | 76.8 | 2317.3 |
| Hârşova | 78.0 | 99.1 | 145.9 | 192.2 | 259.5 | 286.6 | 313.1 | 299.0 | 238.2 | 182.4 | 92.7 | 68.7 | 2255.4 |
| Adamclisi | 81.6 | 96.9 | 128.3 | 176.5 | 251.8 | 280.3 | 305.7 | 284.9 | 225.4 | 174.2 | 99.2 | 73.2 | 2178.0 |
| Tulcea | 87.5 | 95.6 | 128.8 | 180.3 | 247.8 | 244.2 | 314.8 | 302.9 | 249.0 | 177.3 | 101.9 | 76.2 | 2246.3 |
| Sulina | 76.8 | 81.7 | 120.4 | 174.4 | 257.3 | 282.0 | 312.5 | 291.0 | 229.2 | 160.0 | 84.5 | 63.1 | 2132.8 |
| Sf. Gheorghe | 84.6 | 89.0 | 130.8 | 192.9 | 275.0 | 305.1 | 338.8 | 318.6 | 250.4 | 175.7 | 95.8 | 69.3 | 2326.0 |
| Gorgova | 83.1 | 90.4 | 132.6 | 196.0 | 258.9 | 289.7 | 319.6 | 303.2 | 242.9 | 173.1 | 90.5 | 68.7 | 2248.7 |
| Chilia Veche | 84.3 | 108.1 | 130.4 | 187.7 | 262.9 | 285.8 | 330.1 | 300.8 | 228.6 | 165.2 | 89.6 | 74.9 | 2248.4 |

*Precipitaţiile atmosferice* constituie elementul meteorologic care individualizează cel mai bine spaţiul românesc dintre Dunăre şi Marea Neagră. Repartiţia teritorială a cantităţilor medii anuale este deosebit de elocventă în acest sens (*Fig. 4*). Arealele în care acestea depăşesc 500 mm sunt foarte restrânse (în Munţii Măcin şi în Podişul Negru Vodă), iar depăşirile sunt nesemnificative (510.0 mm la Atmagea şi 504.8 mm la Negru Vodă). Ele se datorează, în bună măsură, altitudinilor mai mari. Porţiunile cu cantităţi medii anuale de precipitaţii cuprinse între 500 şi 450 mm înconjoară arealele menţionate în nord-vestul şi sud-vestul Dobrogei, dar nu sunt nici ele foarte extinse. Cea mai mare parte a teritoriului Dobrogei primeşte cantităţi de apă mai mici de 450 mm pe an, aproximativ jumătate din fracţiunea respectivă beneficiind de cantităţi sub 400 mm şi sub 350 mm, iar pe o suprafaţă restrânsă din delta maritimă, chiar sub 300 mm. S-ar putea crede că aceste valori, provenite din medierea cantităţilor anuale ale perioadei 1965-2000, sunt urmarea tendinţei de încălzire globală, însoţită în regiunile temperate de o accentuare a uscăciunii. Dar cantităţile medii anuale ale perioadelor 1896-1915 şi 1921-1955 au fost similare la unele staţii meteorologice (417.9 mm la Babadag, 510.0 mm la Atmagea), puţin mai mici la altele (439.0 mm la Tulcea, 427.0 mm la Cernavodă) şi sensibil mai mici la altele (369.0 mm la Medgidia, 348.8 mm la Cogealac, 378.8 mm la Constanţa, 377.8 mm la Mangalia). Şi sunt mult prea multe staţii meteorologice pentru a putea admite că e vorba de erori tehnice sistematice, de neglijenţe în validarea şi prelucrarea datelor sau de alte cauze mai mult sau mai puţin subiective.

*Fig. 4.* Harta izohietelor anuale

Toate aceste date concrete tind să sugereze că Dobrogea are un climat temperat semiarid, situat la limita climatului temperat de tranziţie (atât ca localizare geografică, dar şi din punct de vedere al precipitaţiilor şi al altor elemente meteorologice).

Regimul anual al cantităţilor medii lunare de precipitaţii (Tabelul 6 şi *Fig. 5*) evidenţiază o perioadă mai ploioasă la sfârşitul primăverii şi începutul verii (luna cu cea mai mare cantitate medie fiind, la aproape toate staţiile meteorologice analizate, iunie), determinată de intensificarea convecţiei frontale (odată cu sporirea activităţii ciclonice) şi termice (odată cu creşterea valorilor bilanţului radiativ). Acest maxim pluviometric este mai slab exprimat la staţiile meteorologice situate pe ţărmul Mării Negre şi mai puternic la cele din interiorul uscatului. În cazul acestora din urmă, maximul respectiv include şi luna iulie, caracterizată prin mişcări termoconvective ascendente foarte puternice (valorile medii ale lunii iulie sunt chiar superioare celor din luna mai). Dimpotrivă, la staţiile de pe litoral, maximul pluviometric respectiv nu include luna iulie, din cauza accentuării contrastului termic dintre suprafeţele uscată şi acvatică, aceasta din urmă, sensibil mai rece, opunându-se mişcărilor convective ascendente, generatoare de nori cumuliformi. Din acelaşi motiv, mediile anuale ale lunilor celor mai ploioase sunt mai mari în interiorul uscatului (unde depăşesc 40, 50 şi chiar 60 mm) decât pe litoral (unde media de 40 mm este depăşită doar la Constanţa). În lunile noiembrie şi decembrie, se schiţează un maxim pluviometric secundar, care sugerează unor cercetători ideea apropierii de climatul subtropical, cu veri calde şi uscate (mediteraneean). De remarcat însă că această creştere a cantităţilor medii lunare de precipitaţii este slabă (nicidecum comparabilă cu cea din regiunea mediteraneeană) şi se întâlneşte şi la staţiile meteorologice din interior, fie că sunt situate în sudul, centrul sau nordul Dobrogei. Ba, mai mult, ea este prezentă şi în Câmpia Română.

Regimul anual înregistrează un minim pluviometric centrat pe lunile ianuarie şi februarie, regiunea fiind dominată în bună măsură de aerul polar continental dinspre nord şi nord-est, cu conţinut sărac de vapori de apă.

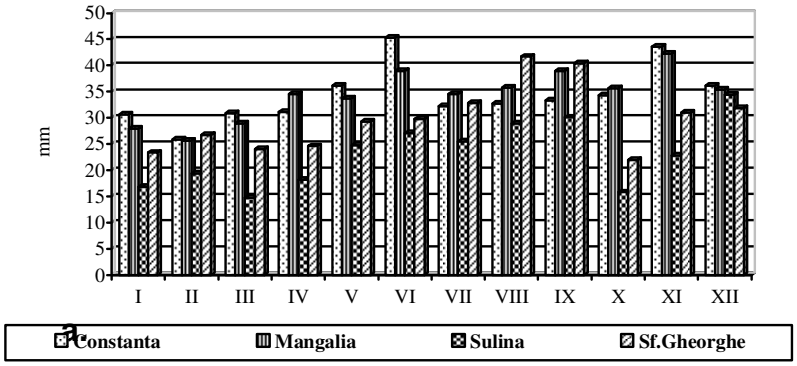
Schimbările neîncetate care se produc de la un an la altul în frecvenţa şi caracteristicile maselor de aer antrenate de vânturile dominante şi, respectiv, de ciclonii şi anticiclonii mobili, determină variaţii importante ale cantităţilor de precipitaţii din fiecare an, acestea putând înregistra abateri negative sau pozitive considerabile faţă de media multianuală a regiunii sau a fiecărei staţii meteorologice în parte.

În anii cu activitate ciclonică intensă, s-au înregistrat uneori cantităţi de precipitaţii depăşind chiar dublul mediei anuale a şirului de observaţii. Astfel, în 1922, au căzut la Atmagea 1195.1 mm de apă (media anuală fiind de 510.0 mm); în l910, la Cogealac, 1079.5 mm (faţă de 348.8 mm); în 1922, la Sarichioi, 1009.3 mm (faţă de 390.0 mm); în 1897, la M. Kogălniceanu, 937.5 mm (faţă de 451.0 mm); în 1933, la Mangalia, 795.8 mm (faţă de 377.8 mm); în 1939, la Sulina, 690.5 mm (faţă de 359.0 mm); în 1939, la Constanţa, 687.8 mm (faţă de 378.8 mm) etc.

*Tabelul 6*

**Cantităţile medii lunare şi anuale de precipitaţii (mm) în Dobrogea (1965-2000)**

| Staţia meteo | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Anual |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Constanţa | 30.6 | 25.9 | 30.9 | 31.1 | 36.1 | 45.3 | 32.3 | 33.3 | 34.3 | 34.3 | 43.6 | 36.1 | 412.1 |
| Mangalia | 28.0 | 25.6 | 28.9 | 34.6 | 33.7 | 38.9 | 34.6 | 35.8 | 39.0 | 35.7 | 42.2 | 35.4 | 412.3 |
| Medgidia | 24.5 | 26.5 | 24.8 | 32.7 | 47.8 | 54.5 | 49.1 | 42.4 | 37.2 | 29.4 | 34.0 | 34.0 | 435.7 |
| Hîrşova | 20.0 | 22.2 | 25.5 | 29.6 | 47.2 | 51.7 | 49.2 | 38.4 | 35.9 | 23.4 | 32.1 | 32.3 | 407.6 |
| Adamclisi | 24.9 | 25.1 | 32.0 | 38.1 | 47.7 | 62.8 | 46.2 | 42.9 | 40.3 | 35.1 | 40.5 | 37.1 | 472.8 |
| Tulcea | 29.6 | 31.8 | 30.9 | 34.8 | 43.3 | 55.4 | 49.5 | 34.7 | 40.7 | 28.2 | 36.9 | 39.1 | 458.3 |
| Sulina | 16.9 | 19.4 | 14.8 | 18.2 | 24.8 | 27.1 | 25.5 | 28.9 | 30.1 | 15.8 | 22.8 | 24.5 | 268.8 |
| Sf. Gheorghe | 23.4 | 26.8 | 24.1 | 24.6 | 29.3 | 29.8 | 32.9 | 41.7 | 40.4 | 22.0 | 31.0 | 31.9 | 354.5 |
| Gorgova | 29.4 | 29.3 | 27.9 | 29.6 | 38.6 | 44.3 | 39.5 | 36.6 | 39.8 | 24.8 | 33.4 | 36.0 | 412.0 |
| Chilia Veche | 14.8 | 13.7 | 19.1 | 29.6 | 34.0 | 48.2 | 35.6 | 40.5 | 39.9 | 24.5 | 26.7 | 21.6 | 348.2 |



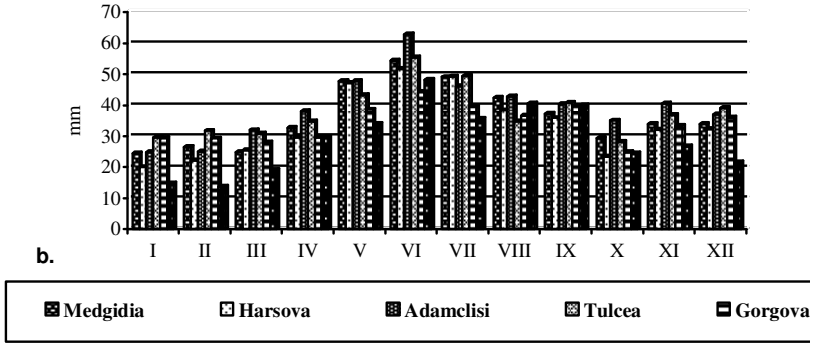




*Fig. 5 (a, b).* Regimul anual al cantităţilor medii lunare de precipitaţii (1965-2000)

În anii cu frecvenţă mare a timpului anticiclonic şi advecţii repetate de aer mai uscat, cantităţile de precipitaţii au scăzut substanţial, uneori sub jumătatea mediei anuale a perioadei de observaţii. Astfel, în 1942, au căzut la Sulina doar 134.4 mm de apă (faţă de 359.0 mm); în 1896, la Mangalia, 164.3 mm (faţă de 377.8 mm); în 1924, la M. Kogălniceanu, 176.0 mm (faţă de 348.8 mm); în 1898, la Sarichioi, 187.7 mm (faţă de 396.0 mm); în 1953, la Constanţa, 203.0 mm (faţă de 3788 mm); în 1896, la Cogealac, 207.7 mm (faţă de 348.8 mm); în 1953 la Babadag, 218.3 mm (faţă de 417.9 mm) etc. Acestea sunt cantităţi care coincid cu mediile anuale (provenind din şiruri lungi de observaţii) caracteristice zonelor aride ale lumii.

Alături de cantităţile medii anuale de precipitaţii, mai reduse decât în celelalte regiuni ale României, abaterile respective, mai ample decât în restul ţării, sunt specifice climatelor temperate semiaride.

Specifice climatului temperat semiarid sunt şi: numărul mediu anual al zilelor cu precipitaţii, cifrat între 55 şi 75, adică sub cel înregistrat în Bărăganul Ialomiţei (104.8 la Griviţa); concentrarea celor mai mari cantităţi de precipitaţii în semestrul cald şi căderea acestora din urmă, mai ales sub formă de averse. Lunile cu frecvenţă mai mare a zilelor cu precipitaţii sunt mai-iunie, ca în toată ţara, dar şi noiembrie-decembrie, când se intensifică activitatea ciclonică din Marea Mediterană. Deşi este cea mai secetoasă regiune a ţării, de fapt tocmai de aceea, Dobrogea deţine recordul celor mai mari cantităţi de apă căzute în 24 de ore. Dezvoltarea locală a unor celule termoconvective extrem de puternice şi de înalte, pe fondul mai larg al unor condiţii sinoptice favorabile, a condus uneori la căderi de precipitaţii care au totalizat, în decurs de 24 de ore: 243.0 mm la Sarichioi (30.08.1924); 148.3 mm la Cogealac (13.09.1910); 140.2 mm la Mangalia (29.08.1947); 126.0 mm la Cobadin (29.08.1924); 125.3 mm la Atmagea (17.10.1922) etc. Cantităţi excepţionale s-au înregistrat în ziua de 29.08.2004, când la Agigea au căzut 281 mm de apă, iar la Pantelimon, 312 mm. Acestea s-au apropiat foarte mult de cea mai mare cantitate de apă căzută vreodată într-o zi calendaristică, pe teritoriul Dobrogei: 320 mm, colectaţi la Negru Vodă, în ziua de 17.08.1900. La rândul ei, această ultimă valoare s-a apropiat foarte mult de recordul în domeniu al întregii ţări: 349 mm înregistraţi la Ciuperceni, Judeţul Dolj, în ziua de 26.06.1925. Dar, întrucât parametrul în discuţie este cantitatea maximă de precipitaţii căzută în 24 de ore şi nu într-o zi calendaristică, recordul absolut pentru întreg teritoriul României revine localităţii Letea, din Delta Dunării, unde, în decurs de 24 de ore, suprapuse zilelor de 29 şi 30.08.1924, au fost colectaţi 690.6 mm de apă, reprezentând 1720% faţă de media multianuală a lunii august şi 178% faţă de media anuală a întregului şir de observaţii existente la acea dată.

*Stratul de zăpadă* confirmă, la rândul său, superlativele climatice atribuite Dobrogei („cea mai caldă, cea mai uscată” etc.) prin valorile şi regimurile diferiţilor lui parametri. Astfel, prima zi cu ninsoare se produce în Dobrogea de Sud după 10 decembrie (adică mai târziu decât în oricare altă regiune a ţării), iar ultima, între 10-20 martie (adică foarte devreme). Situaţia este similară şi în cazul primei zile cu strat de zăpadă, care se înregistrează, în medie, după 20 decembrie, şi al ultimei zile cu strat de zăpadă, care e, de regulă, anterioară datei de 1 martie. În intervalul respectiv, se înregistrează în medie 10-15 zile cu ninsoare. Drept consecinţă, şi numărul mediu anual al zilelor cu strat de zăpadă este cel mai mic din ţară (sub 30 în jumătatea estică a Dobrogei şi sub 40 în cea vestică). Grosimile medii decadice ale stratului de zăpadă sunt, fireşte, mai mici decât în restul ţării (sub 5 cm în estul Dobrogei), dar în timpul viscolelor, troienele acumulate în areale adăpostite pot ajunge între 40 şi 80 cm, fiind, de asemenea, mici, în comparaţie cu celelalte regiuni ale României.

*Vântul* este, alături de temperatură şi precipitaţii, al treilea element meteorologic esenţial care particularizează clima Dobrogei. Din cauza situării sale geografice în raport cu marii curenţi barici de acţiune atmosferică (mai ales Anticiclonul Euro-Siberian sau Est-European şi Depresiunea Mediteraneeană), a reliefului relativ uniform şi cu altitudini mici, a proximităţii Mării Negre şi a dispunerii Carpaţilor Româneşti, Dobrogea îşi merită şi calificativul de „cea mai vântoasă" regiune a ţării (în sistemul de referinţă al regiunilor de deal şi câmpie). Aceasta, deoarece aici se înregistrează cele mai mari valori medii ale frecvenţei şi vitezei vânturilor, precum şi furtuni violente cu consecinţe nefaste, uneori de-a dreptul dramatice.

Datele incluse în Tabelul 7 arată că mediile anuale ale direcţiei şi vitezei vânturilor în Dobrogea nu pot fi sintetizate în câteva concluzii generale, chiar dacă relieful regiunii prezintă o relativă uniformitate. Dar faptul că măsurătorile se realizează la înălţimi de numai 10 m deasupra suprafeţei terestre, coroborat cu acela că regiunea e mărginită la vest şi la nord de culoarul Dunării, iar la est linia ţărmului separă două tipuri distincte de suprafaţă activă (dintre care una cu coeficient de frecare aproape nul) determină o neomogenitate teritorială neaşteptat de mare a celor două caracteristici ale vântului. La aceasta contribuie, într-o oarecare măsură, şi nerespectarea pe alocuri, a standardelor de funcţionare a staţiilor meteorologice. O anumită generalizare este totuşi posibilă.

În secţiunea sudică a litoralului, cele mai mari frecvenţe ale vântului revin direcţiilor vest (20.3% la Mangalia şi 17.0% la Constanţa) şi nord-vest (15% şi, respectiv, 10.4%), care domină net în troposfera mijlocie, şi celor de nord la Constanţa (13.3%) şi de sud-est la Mangalia (14.4%), influenţate în bună măsură de orientarea generală a ţărmului Mării Negre. Aceleaşi cauze fac ca la Sulina să predomine vânturile de nord (19.0%), nord-vest (13.4%) şi sud (17.5%).

Pe latura vestică, la Hârşova, vânturile de nord (23.0%) şi de sud (15.0%) domină net, din cauza canalizării aerului pe culoarul Dunării.

Pe latura nordică şi în interiorul uscatului, ierarhia frecvenţei vânturilor pe cele opt direcţii cardinale şi intercardinale se complică, datorită, cu precădere, unor caracteristici ale câmpului baric, în primul caz, şi unor caracteristici ale reliefului, în al doilea caz. La Medgidia, de exemplu, predominarea vânturilor de vest (13.5%) şi de nord-vest (12.3%) se explică, în mare parte, prin orientarea de la vest la est a Văii Carasu, pe care s-a axat canalul Dunăre-Marea Neagră.

Frecvenţa calmului atmosferic, care depinde, pe de o parte, de frecvenţa şi persistenţa în regiune a formaţiunilor barice anticiclonale, iar de altă parte, de adăpostirea aerodinamică oferită de formele de relief negative mai mult sau mai puţin închise, exprimă foarte sugestiv aceste relaţii cauzale. Astfel, la staţia meteorologică Sulina, situată pe digul care însoţeşte canalul navigabil, la câţiva km în interiorul mării, calmul atmosferic înregistrează doar 0.9%, în timp ce, la Medgidia, în interiorul uscatului, se ridică la 26.8%.

*Tabelul 7*

**Mediile anuale ale frecvenţei (%) şi vitezei (m/s) vântului pe direcţii, în Dobrogea (1965-2000)**

| Staţia meteo | N | | NE | | E | | SE | | S | | SV | | V | | NV | | CALM |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | m/s | % | m/s | % | m/s | % | m/s | % | m/s | % | m/s | % | m/s | % | m/s | % |
| Constanţa | 13.3 | 6.5 | 11.5 | 6.3 | 6.0 | 4.3 | 10.2 | 4.1 | 12.3 | 4.0 | 7.1 | 3.4 | 17.0 | 4.0 | 10.4 | 4.6 | 12.1 |
| Mangalia | 8.6 | 5.4 | 11.3 | 5.6 | 5.3 | 4.1 | 14.4 | 4.8 | 6.1 | 4.1 | 3.6 | 3.4 | 20.3 | 3.8 | 15.1 | 4.1 | 15.3 |
| Medgidia | 8.6 | 5.0 | 7.1 | 4.7 | 7.6 | 3.9 | 9.2 | 3.8 | 8.2 | 4.0 | 6.4 | 3.6 | 13.5 | 4.4 | 12.3 | 4.1 | 26.8 |
| Hîrşova | 23.0 | 4.7 | 7.7 | 4.0 | 5.0 | 3.2 | 11.4 | 3.2 | 15.0 | 2.6 | 11.2 | 2.0 | 7.1 | 2.4 | 9.7 | 2.9 | 9.4 |
| Adamclisi | 11.6 | 4.6 | 6.8 | 4.2 | 7.8 | 3.9 | 1o.8 | 4.1 | 10.8 | 3.7 | 7.1 | 3.5 | 13.5 | 3.7 | 12.8 | 4.0 | 21.5 |
| Tulcea | 14.6 | 4.1 | 7.6 | 3.8 | 5.7 | 3.4 | 7.7 | 4.5 | 10.0 | 4.9 | 5.7 | 3.9 | 10.1 | 3.3 | 16.9 | 3.9 | 23.4 |
| Sulina | 19.0 | 8.7 | 13.6 | 7.3 | 6.7 | 5.2 | 8.4 | 5.5 | 17.5 | 6.5 | 9.0 | 5.5 | 10.2 | 5.6 | 13.4 | 7.0 | 0.9 |
| Sf. Gheorghe | 12.1 | 5.2 | 13.5 | 5.5 | 5.1 | 4.2 | 10.0 | 4.0 | 11.5 | 4.1 | 10.3 | 3.5 | 5.4 | 3.0 | 18.4 | 4.3 | 13.7 |
| Gorgova | 16.8 | 3.7 | 8.0 | 3.6 | 4.6 | 2.8 | 6.7 | 2.5 | 13.9 | 2.6 | 8.0 | 2.6 | 7.3 | 2.5 | 16.6 | 3.2 | 17.9 |
| ChiliaVeche | 14.7 | 4.5 | 10.6 | 4.7 | 4.8 | 3.5 | 6.3 | 3.3 | 14.1 | 3.4 | 5.1 | 3.2 | 8.1 | 3.4 | 14.6 | 4.1 | 18.9 |

Vitezele medii anuale ale vântului sunt sensibil mai mari decât în alte regiuni ale ţării, mai ales la staţiile meteorologice de pe litoral. Cele mai mari valori se înregistrează, desigur, la Sulina (8.7 m/s N, 7.3 m/s NE, 7.0 m/s NV, 6.5 m/s S etc.), Constanţa (6.5 m/s N, 6.3 m/s NE, 4.6 m/s NV etc.), Mangalia (5.6 m/s NE, 5.4 m/s SE etc.) şi Sfântu Gheorghe (5.5 m/s NE, 5.4 m/s N etc.). Ele scad sensibil la staţiile din Dobrogea continentală, dar rămân totuşi superioare celor din alte regiuni de podiş ale ţării. La Medgidia, de exemplu, se înregistrează valori de 5.0 m/s pentru vânturile din nord, 4.7 m/s pentru cele din nord-est, 4.4 m/s pentru cele din vest etc. Creşterea vitezelor medii anuale ale vântului de la sud către nord, la staţiile meteorologice de pe ţărmul mării, este o realitate detectabilă şi în cazul numărului mediu anual de zile cu viteze ≥ decât 11 m/s: 11.9 la Mangalia, 26.9 la Constanţa, 49.3 la Sulina.

*Fenomenele meteorologice* cu consecinţe nefaste pentru societatea omenească particularizează, de asemenea, clima Dobrogei, prin frecvenţa şi intensitatea lor cu adevărat specifice.

Seceta este fenomenul meteorologic cel mai extins (atât în timp, cât şi în spaţiu) şi cel mai pregnant al climatului dobrogean. Ea constituie argumentul principal al semiarideităţii acestuia şi componenta cea mai vizibilă a imaginii pe care şi-o formează locuitorii ţării despre respectivul climat.

Numeroasele studii întreprinse asupra secetelor din România atestă realitatea afirmaţiilor de mai sus. Practic, nu există indicatori de ariditate sau parametri utilizaţi în studiile respective, care să nu caracterizeze spaţiul Dobrogei ca fiind cel mai secetos sau printre cele mai secetoase din întreaga ţară. Şi nu este vorba numai de parametrii de bază, precum cantităţile medii anuale şi lunare de precipitaţii (care sunt mai mici decât în restul ţării), sau despre mediile anuale şi lunare ale evapotranspiraţiei efective şi potenţiale (care sunt mai mari decât în restul ţării), ci şi despre durata maximă absolută a intervalului fără precipitaţii, care a atins 76 de zile la Sfântu Gheorghe (mai-iunie-iulie 1962) şi 97 de zile la Hârşova (9.07-13.10.1894), despre durata medie a intervalelor maxime anuale lipsite de precipitaţii care atinge, la Sântu Gheorghe, cea mai mare valoare din întreaga ţară etc. Către aceleaşi concluzii conduc şi diferiţii indici de ariditate calculaţi de diverşi autori pentru întreaga ţară. Astfel, indicele de ariditate recomandat de OMM ($I_a$ = P/ETP, în care P reprezintă cantitatea anuală de precipitaţii, iar ETP valoarea anuală a evapotranspiraţiei potenţiale) expune cele mai mici valori în centrul şi nord-vestul Dobrogei; indicele de ariditate Budâko prezintă valorile cele mai mici din ţară. Tot într-un areal din nordul Dobrogei, indicele De Martonne arată, la rândul său, că teritoriul cel mai secetos al României este litoralul, urmat de vestul Dobrogei şi Câmpia Bărăganului etc.

Pe parcursul istoriei înregistrate a României, sunt menţionaţi numeroşi ani secetoşi: 1894, 1888, 1904, 1918, 1934, 1945, 1968, 2000, dar secetele cu duratele cele mai mari, mai extinse în teritoriu şi mai severe au fost cele din 1946 şi 2000, care au afectat din plin şi Dobrogea. Şi cu toate că în mentalul

celor care au trăit seceta din 1946, nici o alta nu a fost, de atunci încoace, atât de devastatoare, studiile recente, întreprinse de specialişti, prin analiza datelor meteorologice obiective, arată clar că seceta din anul 2000 a fost cea mai extinsă, cea mai lungă şi cea mai severă din întreaga perioadă pentru care există înregistrări meteorologice profesionale. Ceea ce nu poate fi negat în nici un fel. La nivelul consecinţelor asupra populaţiei însă, seceta din 1946 rămâne cea mai gravă, ea producând, pe fondul unei agriculturi primitive, de subzistenţă, chiar victime omeneşti (au existat în Dobrogea, oameni care au murit literalmente de foame). În schimb, cea din 2000, n-a fost resimţită decât la nivelul fermelor agricole (prin diminuarea sau pierderea veniturilor din acel an), oferta de hrană pentru populaţie fiind menţinută la standardele normale ale perioadei, prin legăturile comerciale specifice nivelului de dezvoltare economică a ţării.

Aversele sunt forma caracteristică a precipitaţiilor căzute în timpul verii. Vijeliile care însoţesc aversele respective şi puhoaiele de apă care se năpustesc pe văile înguste, cel mai adesea intermitente, provoacă uneori pagube însemnate şi chiar victime omeneşti. Constantin Brătescu menţionează în „Pământul Dobrogei" (1928), „uraganul" din 29-30.08.1924, care a pornit din centrul Podişului Dobrogean şi s-a stins la gurile Dunării, după ce a determinat însumarea a 650 mm de apă în 24 de ore la Casimcea, 341 mm în 4 ore la Sulina şi 690.6 mm în 16 ore la Letea; după ce valul de apă cu înălţimi de 5-6 m a înnecat numai la Murfatlar 19 oameni şi nenumărate animale; după ce în mai toată Dobrogea a căzut grindină cu granule de 2-3 cm în diametru şi după ce anemograful de la Sulina a fost distrus, odată cu atingerea vitezei de 23 m/s etc. Acelaşi autor menţionează şi grindina cu granule atingând mărimea oului de gâscă, înregistrată la Constanţa, în ziua de 03.06.1923. Ploile torenţiale şi viiturile puternice (numite „sel"-uri) pe care le provoacă acestea se produc în fiecare an. Dar, uneori, ele capătă proporţii catastrofale şi produc pagube excesiv de mari. Aşa s-a întâmplat la Constanţa, în 2001, la Tulcea, în 13.07.2004 şi, foarte recent, în 29.08.2004, la Tuzla, Agigea şi Pantelimon etc.

Instabilitatea termică excesivă a aerului de deasupra platformei continentale a Mării Negre, puternic amplificată de conţinutul mare de vapori de apă, creează uneori condiţii favorabile pentru producerea unor fenomene atmosferice terifiante, caracteristice mai ales regiunilor tropicale. Tromba marină iscată în apropiere de Gura Portiţei, la 12.07.2002 (*Fig. 6*), singura surprinsă până în prezent pe peliculă, constituie dovada incontestabilă a producerii unor astfel de fenomene extreme, de maximă violenţă, pe teritoriul României. Iar tornada produsă la Făcăieni, judeţul Ialomiţa (12.08.2002), care este în fapt o *trombă* de uscat, având drept semn distinctiv acelaşi nor cilindric sau conic numit *tuba*, confirmă, o dată în plus, nu doar posibilitatea, ci chiar realitatea acestor fenomene rare, în sud-estul României.

Furtunile marine care ating ţărmul românesc al Mării Negre sunt însă fenomene cu o frecvenţă destul de mare. Numele mării noastre are o legătură

directă, greu de negat, cu aceste furtuni, care i-au conferit o celebritate nu tocmai de invidiat în acest sens. Vânturile şi valurile venind din „adâncul de neguri al zării" provoacă adesea dificultăţi serioase navigaţiei maritime şi distrugeri costisitoare amenajărilor portuare, turistice etc. de pe ţărm, cu atât mai mult cu cât aceste furtuni şi-au sporit frecvenţa şi intensitatea, în ultimele două-trei decenii. Este şi motivul pentru care activitatea de cercetare climatologică a furtunilor din Marea Neagră s-a intensificat şi ea, printre studiile importante axate pe problemele respective numărându-se şi două teze de doctorat (1995 şi 2001).

*Fig. 6.* Tromba produsă la Gura Portiţei în ziua de 12.07.2002

Deşi Dobrogea este cel mai cald teritoriu al României, nu este scutită de fenomenul de îngheţ, mai ales când Anticiclonul Euro-Siberian, care se dezvoltă în semestrul rece pe suprafeţe vaste din Europa estică şi Asia, pompează spre estul şi sud-estul României aerul rece şi uscat, caracteristic. Coborârea, chiar de scurtă durată, a temperaturii aerului sub 0°C determină îngheţarea apei limanelor fluviale şi fluvio-maritime, a bălţilor din Delta Dunării, a Dunării uneori şi, mai rar, a apelor Mării Negre, în unele împrejurări pe distanţă de câteva sute de metri faţă de ţărm. Când se produc astfel de ierni geroase, valurile care izbesc cu putere digurile de protecţie determină scurgerea apei sub forma unor suviţe care îngheaţă, dând naştere unor peisaje fabuloase ce trimit gândul, departe în timp, spre ere glaciare revolute.

Apele Dunării îngheaţă însă mai frecvent. Constantin Brătescu constată, în 1928, că podul de gheaţă se forma de regulă, în 80% din ani, Dunărea rămânând liberă de gheţuri, o dată la fiecare cinci ani.

Cea mai lungă perioadă cu pod de gheaţă, la Tulcea, a fost de 96 de zile (în iarna 1879-1880), iar cea mai scurtă, de 12 zile (în iarna 1880-1881). Dar, desigur, au existat şi perioade în care Dunărea nu a îngheţat trei ani consecutivi. În ultimele decenii ale secolului al XX-lea, îngheţul pe Dunăre s-a diminuat, atât sub aspectul frecvenţei, cât şi al duratei, odată cu tendinţa de încălzire globală a atmosferei.

Îngheţul provoacă, desigur, dificultăţi semnificative navigaţiei şi instalaţiilor portuare fluviale şi maritime, determinând, de asemenea, pierderi uneori importante agriculturii, pomiculturii şi viticulturii din regiune.

Un fenomen meteorologic spectacular, caracteristic Dobrogei, Bărăganului şi Podişului Moldovei, este şi viscolul. În condiţiile sinoptice menţionate deja, el spulberă zăpada, acumulând-o în locurile adăpostite, unde nămeţii pot avea grosimi de 80 cm sau chiar mai mari. Neajunsurile pe care acest fenomen cu o frecvenţă medie anuală (3-4 zile) mai mare decât în restul ţării le produce mai ales transporturilor şi activităţilor din zootehnie, nu sunt întotdeauna neglijabile.

La rândul lor, ceţurile marine, frecvente în semestrul rece, constituie un fenomen meteorologic al cărui potenţial de risc s-a convertit uneori, din cauza concretă a unor catastrofe maritime.

Dobrogea este, aşa cum s-a putut vedea, cea mai caldă, cea mai senină, cea mai secetoasă şi cea mai vântoasă (un „drum al vântului", cum spunea C. Brătescu) regiune a ţării. Analiza comparată a valorilor şi regimurilor tuturor elementelor meteorologice înregistrate pe teritoriul ei conduc la concluzia unei individualităţi climatice incontestabile. Aceasta o diferenţiază de climatul temperat de tranziţie (între climatul temperat oceanic şi climatul temperat continental) caracteristic restului teritoriului României (cu excepţia Munţilor Carpaţi), afiliind-o climatului temperat semiarid, care ocupă, pe harta climatică a lumii, o fâşie cu lăţimi variabile, care începe în partea centrală a Chinei şi se continuă spre vest, pe la nordul Mării Caspice, până în Dobrogea. Semiariditatea respectivă este puţin severă, Dobrogea aflându-se la limita cu climatul temperat de tranziţie, în care cantităţile de precipitaţii devin suficiente pentru dezvoltarea spontană a vegetaţiei forestiere. Dovadă, faptul că asociaţiile vegetale dominante, pe cea mai mare parte a suprafeţei sale, sunt cele de stepă. De altfel, spaţiul dobrogean este inclus în regiunile cu climat temperat semiarid şi pe hărţile unora dintre clasificatorii importanţi ai climatelor terestre, precum W. G. Koeppen, L. S. Berg; G. T. Trewartha etc.

În Dobrogea nu se poate vorbi de un climat temperat marin tipic, deoarece nu sunt întrunite caracteristicile esenţiale ale acestuia (ierni blânde şi veri răcoroase; cantităţi de precipitaţii importante, repartizate relativ uniform în timpul anului; alternanţe rapide ale timpului senin şi calm cu timp înnorat cu precipitaţii şi vânt; frecvenţa neînsemnată a ninsorilor şi îngheţului etc.). De

fapt, doar umezeala aerului şi brizele care iau naştere vara, în regim anticiclonic, sunt caracteristici tipice de climat temperat marin, dar ele nu constituie, singure, argumente suficient de puternice pentru separarea, pe teritoriul României, a unui astfel de tip climatic.

Întrucât cea mai mare parte a caracteristicilor climatice ale litoralului românesc se identifică, evident, cu cele ale climatului temperat semiarid, este mult mai potrivită încadrarea acestui teritoriu de contact într-un subtip climatic semiarid, cu influenţe marine.

## DOBRUDJA'S CLIMATE

*Summary*

On the background of Romania's complex climate, Dobrudja is the warmest, clearest, driest and windiest region. It holds numerous climatic records in the country, such as the highest air-temperature mean value in January ($1.3^0$C); the absolute air-temperature maximum for winter months ($26.0^0$C in Medgidia, on 27 02 1995); the lowest mean annual rainfall amount (268.8 mm at Sulina); the highest rainfall amount in 24 hours (690.6 mm at Letea, on 29-30 08 1924); the longest rain-free period (97 days at Hârşova, betweeen 9 07 and 13 10 1894; the lowest mean annual frequency of calm weather in the country's hilly and plain regions (0.9% at Sulina); the biggest hailstones (on 3 06 1923 at Constanţa); the greatest high-flood (6 m tall, on 29 08 1924, at Murfatlar); the only recognized water-spout in the country (on 12 07 2002, at Gura Portiţei).

The value ranges of all meteorological elements lead to the region's inclusion in the type (sector) of semiarid mid-latitude climate, which widely differs from the mid-latitude climate of transition, specific of the rest of the country (except for the Carpathian sector). As long as, on the Romanian sector of the Black Sea coast, only the air-humidity and the sea-breezes are typical elements of the maritime mid-latitude climate, Dobrudja is actually characterized by a semiarid mid-latitude subtype (subsector) of climate, with maritime influences.

**Key-words:** High radiative and thermal potential; Seasonal air-temperature contrasts; Low rainfall amounts; High effective and potential evpotranspiration; Dryness; Semiaridity; High wind speeds and frequencies; Drought; Showers; Frequent seastorms; Waterspouts; Semiarid mid-latitude climate.

## BIBLIOGRAFIE

1. BRĂTESCU, C. (1928), „Pământul Dobrogei", rev. *Analele Dobrogei*, retipărită în volumul festiv „Dobrogea" (1978).
2. CIULACHE, S., IONAC, NICOLETA (2004), „Types of Climates in Romania", *Analele Universităţii Bucureşti*, seria Geografie, anul LIII.
3. *** (1960-1961), *Clima R. P. Române*, Institutul Meteorologic Bucureşti.

# APELE DOBROGEI

**LILIANA ZAHARIA, ION PIŞOTA**

Pământul Dobrogei, prin poziţia sa geografică, este înconjurat din trei părţi de ape: laturile vestică şi nordică sunt scăldate de Dunăre, iar cea estică, de Marea Neagră. Suprafaţa sa este brăzdată de o reţea hidrografică cu densitate redusă, alcătuită din sisteme fluviatile cu dimensiuni, în general mici, cu debite scăzute şi regim torenţial de scurgere. Ele aparţin de două bazine hidrografice principale – bazinul Dunării şi bazinul Litoral (sau al Mării Negre) – separate de o cumpănă de ape cu caracter asimetric, care în jumătatea nordică a teritoriului este mult împinsă către Dunăre, iar în cea sudică este mai apropiată de Marea Neagră.

În zonele marginale ale Dobrogei, atât de-a lungul Dunării, cât şi pe ţărmul mării, sunt dispuse numeroase lacuri (de luncă, limanuri fluviatile şi fluviomaritime, lagune), ale căror particularităţi hidrologice, fizice şi chimice sunt determinate de legăturile pe care acestea le prezintă cu fluviul sau cu marea.

Apele subterane sunt cantonate în hidrostructuri freatice sau de adâncime, cu caracteristici diferite de la o regiune la alta a Dobrogei. Importante prin rezervele de apă pe care le conţin sunt formaţiunile calcaroase din Dobrogea de sud.

Caracteristicile hidrologice ale unităţilor acvatice din cuprinsul Dobrogei reflectă particularităţile factorilor naturali şi antropici specifici acestui spaţiu, dintre care o influenţă deosebită prezintă condiţiile climatice, litologice şi cele geomorfologice.

**Cuvinte cheie**: Dobrogea, Dunăre, caracteristici hidrologice, lacuri, ape subterane.

## 1. Scurt istoric al cunoaşterii apelor Dobrogei

Cunoaşterea apelor Dobrogei a fost impusă de necesitatea valorificării lor în diferite domenii ale vieţii social-economice, precum şi a unei mai bune înţelegeri a modului lor de formare şi evoluţie.

Cercetările efectuate de numeroşi specialişti geologi, hidrogeologi şi geografi au contribuit la identificarea de structuri acvifere subterane şi la determinarea caracteristicilor cantitative şi calitative ale acestora, premise ale valorificării lor ulterioare. Dintre studiile asupra apelor subterane se remarcă cele realizate de G. Macovei (1912), I. Popescu-Voiteşti (1933), I. Atanasiu (1940), R. Ciocârdel, E. Protopopescu Pache (1955), M. Nicolescu (1965), E. Avramescu (1968, 1973), I. Pişota, C. Moissiu (1972) ş.a.

Un interes deosebit au suscitat lacurile din Dobrogea. Numărul oamenilor de ştiinţă care au întreprins cercetări asupra originii, evoluţiei, regimului hidric, proprietăţilor fizice şi chimice ale acestor unităţi acvatice, este foarte mare.

Remarcabile prin contribuţiile lor la cunoaşterea lacurilor dobrogene sunt studiile realizate de C. Brătescu (1915, 1922, 1928), P. I. Vidraşcu (1929), Al. Brăileanu (1938), I. Rădulescu (1960), T. Nicolae (1969, 1970), A.C. Banu (1964, 1966), C. Bondar (1965), P. Gâştescu (1963, 1969, 1971), M. Iancu (1966), P. Coteţ (1967), I. Pişota, V. Trufaş (1971), A. Breier (1976) etc. O importanţă deosebită în cunoaşterea lacurilor dobrogene prezintă lucrările *Limnologia sectorului românesc al Dunării. Studiu hidrologic* (1967) şi *Monografia hidrologică a râurilor şi lacurilor din Dobrogea* (1968). Acestora li se adaugă cercetările efectuate în cadrul diferitelor instituţii de specialitate (de meteorologie-hidrologie, de balneologie şi fiziologie, piscicole ş.a.).

Caracteristicile hidrologice ale Dunării sunt analizate şi prezentate pe larg în lucrări cu caracter monografic, precum *Dunărea între Baziaş şi Ceatal Izmail. Monografie hidrologică* (1967), *Geografia Văii Dunării româneşti* (1969). Informaţii privind Dunărea, dar şi alte unităţi acvatice, se regăsesc în lucrarea *Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică* (1963). La începutul secolului trecut, I.G. Vidraşcu a realizat studiul *Lunca Dunării şi regimul apelor ei.*

În ceea ce priveşte apele curgătoare care brăzdează suprafaţa Dobrogei, ele au fost cercetate fie în cuprinsul unor lucrări de sinteză, precum *Monografia hidrologică a râurilor şi lacurilor din Dobrogea* (1968), *Geografia apelor României* (I. Ujvári, 1972), *Temperatura apei şi fenomenele de îngheţ pe cursurile de apă din România* (P. Miţă, 1986), fie la nivel de bazine hidrografice, de către diferiţi specialişti: I. Pişota şi I. Dinu (1988), Jakl Selim Ghada (1988), I. Pişota (1993) ş.a.

A. Breier (1972) a realizat o evaluare a resurselor de apă ale Dobrogei şi a valorificării lor.

În prezent, cercetările asupra apelor din Dobrogea sunt multiple şi diverse şi se efectuează la nivelul mai multor instituţii cu profiluri diferite (academic, hidrologic, de gospodărire a apelor, balnear, piscicol, de îmbunătăţiri funciare etc.). Ele au drept scop cunoşterea cât mai aprofundată a resurselor acvatice în vederea gospodăririi lor judicioase şi durabile.

## 2. Fluviul Dunărea

Fluviul Dunărea mărgineşte Podişul Dobrogei la vest şi nord, pe o lungime de cca. 270 km, din amonte de Ostrov, la Pătlăgeanca, de unde începe Delta Dunării, odată cu bifurcarea cursului Dunării în braţele Chilia şi Tulcea (în dreptul Ceatalul Chiliei, cunoscut şi sub numele de Ceatalul Izmailului). De-a lungul acestui traseu se individualizează două sectoare principale, cu caracteristici morfohidrografice distincte: sectorul Călăraşi-Brăila şi sectorul Brăila-Ceatalul Chiliei. În aval de Ceatalul Chiliei, limita nordică a Podişului Dobrogei o constituie braţul Tulcea, continuat cu braţul Sf. Gheorghe, până către extremitatea estică a peninsulei Dunavăţ.

***A. Sectorul Călăraşi-Brăila*** se individualizează din amonte de Călăraşi (mai precis din dreptul localităţii Chiciu, iar pe malul dobrogean, din amonte de Ostrov) şi se desfăşoară pe direcţia generală sud-nord. El prezintă drept caracteristici majore larga extindere a luncii (frecvent de 10-20 km, depăşind chiar 25 km în zona confluenţei cu Călmăţuiul) şi ramificarea fluviului în două braţe principale (care se unesc la Vadu Oii, pe o lungime de 3 km, de unde se despart din nou, până la Brăila) ce includ între ele două mari insule, numite şi „bălţi" (vezi harta). Despletirea fluviului şi formarea „bălţilor" au fost impuse de condiţiile paleogeomorfologice şi aluvionarea intensă exercitată de Dunăre într-o zonă joasă, care a corespuns lacului cuaternar ce ocupa partea estică a Câmpiei Române, iar în perioada exondării Câmpiei Române, a fost afectată de pătrunderea apelor Mării Negre (în timpul transgresiunilor neolitică şi valahă) (A. Banu, 1964). Aspectul morfohidrografic actual al acestui sector este rezultatul proceselor de eroziune, transport şi acumulare exercitate de fluviu şi al intervenţiilor antropice. Relieful specific celor două insule era constituit din grinduri, şesuri aluviale, albii părăsite, depresiuni lacustre sau mlăştinoase, fiind framentat de braţe secundare, gârle (privaluri) şi canale. Amplele lucrări hidroameliorative efectuate în cuprinsul „bălţilor", începând din a doua jumătate a sec. al XX-lea, au condus la profunde modificări ale morfohidrografiei acestui spaţiu, altădată inundabil.

• *Între Călăraşi şi Hârşova*, se individualizează ca braţe principale Dunărea Veche (la est) şi Borcea (la vest). Ele au un aspect de arc de cerc, cu deschiderea către vest (consecinţă a abaterii cursului fluviului către dreapta) şi se caracterizează prin meandrări şi despletiri care includ în interior ostroave şi insule. Dunărea Veche are o lungime de cca. 120 km şi lăţimi de 400-450 m, depăşind, pe alocuri, 500 m. Valorile mari ale coeficientului de meandrare (1,45) şi ale celui de despletire (2,0) ilustrează capacitatea sporită de acumulare a fluviului, în defavoarea proceselor de eroziune şi de transport.

Braţul Borcea are cca. 110 km lungime, iar lăţimile oscilează, în general, între 300 şi 450 m. Coeficienţii de meandrare (1,39) şi de despletire (1,05) prezintă valori mai reduse decât în cazul braţului Dunărea Veche, ceea ce indică o capacitate mai mare de eroziune şi de transport (*Geografia Văii Dunării Româneşti*, 1969).

În afara celor două braţe principale, Dunărea prezintă braţe secundare care delimitează ostroave şi insule cu dimensiuni variabile. Cel mai important dintre braţele secundare este Bala sau Rău, cu un traseu îngust şi sinuos, care realizează legătura dintre cele două braţe principale, transferând o parte din apele braţului Dunărea Veche către Borcea. Ponderea cantităţilor de apă transportate de braţele principale diferă, în funcţie de debitele Dunării în amonte de despletire. În medie, braţul Borcea (în aval de confluenţa cu Bala) rulează 62% din debitul Dunării, iar braţul Dunărea Veche, 38%.

Lăţimile maxime ale albiei minore în acest sector oscilează (corespunzător debitului mediu multianual) între 374 m şi 1466 m, iar adâncimile maxime, între 6,38 m şi 29,6 m (*Dunărea între Baziaş şi Ceatal Izmail*, 1967).

Teritoriul cuprins între braţele Dunărea Veche şi Borcea corespunde luncii interne a Dunării, cunoscută sub denumirile de *Balta Borcei, Balta Ialomiţei* sau *Insula Ialomiţei*. El se extinde pe o suprafaţă de cca. 88 000 ha, cu aspect alungit pe direcţia sud-nord şi lăţimi maxime ce ating 17 km în zona mediană (între Cernavodă şi Feteşti). Altitudinea Bălţii Ialomiţei oscilează între 6 şi 12 m, fiind mai ridicată în partea sudică şi mai redusă în cea nordică.

Pe malul dobrogean, Dunărea este însoţită de o luncă externă, presărată cu limanuri fluviatile, mărginite de maluri abrupte ce ating înălţimi de de 30-40 m, cu suprafeţe mari (depăşind în unele situaţii 1000 ha), dar cu adâncimi reduse (sub 1-2 m): Bugeac, Oltina, Mârleanu, Vederoasa, Baciu, Domneasca.

• *Între Hârşova şi Brăila*, după un scurt sector de aproximativ 3 km în care Dunărea curge printr-o albie unică (la Vadu Oii), apele sale se despart din nou în două braţe principale – Dunărea Veche (Măcin), la est şi Cremenea (Dunărea Nouă), la vest – care se vor reuni la Brăila (vezi harta). Dunărea Veche scaldă malul dobrogean pe o lungime de 95 km. Lăţimea sa nu depăşeşte 300 m, iar albia este intens aluvionată, transportând doar 12% din debitul mediu de apă de la Vadu Oii. Coeficientul de meandrare este de 1,24, iar cel de despletire, de 1,15 (*Geografia Văii Dunării Româneşti*, 1969).

Braţul Cremenea, deşi este mai scurt decât Dunărea Veche (lungimea sa este de 70 km), prezintă lăţimi mai mari (ce depăşesc 500 m), el rulând cca. 88% din debitul mediu de apă de la Vadu Oii. Se caracterizează printr-un coeficient ridicat de despletire (2,70), din el desprinzându-se numeroase braţe secundare, dintre care mai importante sunt: Mănuşoaia (9 km), Paşca (17 km), Gemenea, Turceasca, Calia, Arapu.

Braţele Măcin şi Cremenea sunt unite de braţul secundar Vâlciu, desprins din braţul Măcin, în aval de Vadu Oii, şi care curge aproximativ paralel cu Cremenea, pe o lungime de 40 km. Lăţimea sa oscilează între 100 şi 150 m.

În spaţiul delimitat de braţele Măcin şi Cremenea, se desfăşoară lunca internă, ce corespunde în acest sector, în cea mai mare parte, *Bălţii Brăilei*, numită şi *Insula Mare a Brăilei.* Ea se extinde pe cca. 96000 ha şi este alungită pe 60 km, pe direcţia sud-nord, având lăţimi remarcabile, de până la 30 km. Altitudinile ating 5-10 m la nivelul grindurilor ce însoţesc braţele Dunării. Între braţele Vâlciu şi Cremenea se desfăşoară *Insula (Balta) Mică a Brăilei*, un ostrov cu o suprafaţă de 5336 ha, a cărui morfohidrografie nu a suferit modificări antropice importante, ca în Insula Mare a Brăilei.

Caracterizate în regim natural printr-o accentuată instabilitate hidrografică generată de revărsările şi inundaţiile frecvente ale Dunării, care favorizau menţinerea unor întinse suprafeţe acvatice (lacuri, bălţi, gârle) şi cu caracter mlăştinos, Balta Ialomiţei şi Balta Brăilei au fost supuse unor ample lucrări hidroameliorative (îndiguiri, desecări, asanări), în vederea valorificării agricole a terenurilor. Asemenea lucrări au început încă din anii 1950 şi au continuat ulterior. Suprafeţele incintelor protejate de diguri de apărare împotriva inundaţiilor

totalizează 217976 ha, din care 100291 ha în sectorul Călăraşi-Hârşova şi 117685 ha în sectorul Hârşova-Brăila (ISIF, 1998). Ansamblul lucrărilor hidroameliorative a avut drept efect transformarea peisajului natural cu aspect „deltaic" într-unul agricol şi modificarea ritmului proceselor specifice spaţiului bălţilor (eroziune fluvială, transport aluvionar, acumulări şi sedimentări).

Malul estic al Dunării, în sectorul Hârşova-Brăila, este însoţit de o luncă externă cu lăţimi variabile, datorită pătrunderii către vest a unor promontorii dobrogene. Lunca este brăzdată de o serie de organisme hidrografice, de dimensiuni, în general mici, care drenează flancul vestic al Podişului Dobrogei (Nămoleşti, Valea Roştilor, Peceneaga, Greci) şi cuprinde unele lacuri de luncă şi limanuri fluviatile (Peceneaga, Cerna-Traian, Turcoaia).

***B. Sectorul Brăila-Pătlăgeanca (Ceatalul Chiliei)*** se caracterizează prin scurgerea fluviului printr-o albie unică, cu lăţimi variabile (între mai puţin de 300 m şi peste 1 km) şi adâncimi mari, ce depăşesc frecvent 10-20 m, atingând chiar 30 m. Specifice în acest sector sunt schimbările de direcţie ale cursului (coturile), determinate de cauze tectonice: aria de subsidenţă din Câmpia Siretului Inferior, sistemul de fracturi ce delimitează horstul dobrogean, la vest şi la nord (N. Popp, 1985), şi existenţa depresiunii tectonice predobrogene (*Geografia Văii Dunării Româneşti*, 1969). În aceste condiţii, între Brăila şi Galaţi, Dunărea se îndreaptă spre nord, atrasă de subsidenţa din zona de vărsare a Siretului. În aval de Galaţi, Dunărea se orientează către est, până la Grindu, apoi către nord, spre Reni. Între Reni şi Luncaviţa, direcţia generală de scurgere este nord-sud, iar din aval de Luncaviţa, devine NV-SE, până la Ceatal Chilia (unde are loc bifurcaţia în braţele Chilia şi Tulcea), Dunărea instalându-şi cursul în lungul depresiunii predobrogene. Arcuirea puternică a Dunării în aval de Galaţi, în zona localităţii Grindu, este cunoscută sub denumirea de Cotul Pisicii (după vechiul nume al comunei Grindu – Pisica).

O caracteristică morfohidrologică importantă a sectorului dintre Brăila şi Tulcea este prezenţa luncii externe ce însoţeşte versantul dobrogean, unde ocupă lăţimi variabile, depăşind în unele sectoare 10-12 km, în timp ce în altele dispare aproape în totalitate, cum este cazul sectorului de îngustare de la Isaccea, unde un pinten calcaros pătrunde adânc în valea Dunării.

Relieful luncii include forme pozitive, reprezentate prin grinduri şi forme negative (depresiuni lacustre şi mlăştinoase, gârle, braţe secundare, canale). Grindurile sunt dispuse de-a lungul Dunării, al gârlelor şi canalelor. Cele construite de fluviu au cea mai mare extindere. Ele au altitudini absolute de 2-5 m şi se pot extinde pe lăţimi ce depăşesc 500 m.

În interiorul marelui cot realizat de Dunăre între Brăila şi Isaccea, lunca are o dezvoltare considerabilă şi include sectoare depresionare ocupate de complexe lacustre, dintre care cele mai extinse sunt Jijila, Crapina şi Pietrei. Spaţiul luncii este fragmentat de gârle (Gârla Mare, Gârla Ciulineţu), canale, japşe ce asigură legătura între Dunăre şi depresiunile lacustre.

În aval de Isaccea, lunca Dunării se îngustează, lăţimea sa medie fiind în acest sector de cca. 5 km. În cuprinsul său, sunt prezente mai multe lacuri (Rotund, Saun, Telincea, Parcheş, Babele, Memelgiu, Morunul, Somova I şi Somova II ş.a.), sectoare mlăştinoase şi o reţea de gârle şi canale ce îi conferă luncii un aspect deltaic.

Ca şi sectorul bălţilor, lunca dintre Brăila şi Tulcea a fost supusă lucrărilor hidroameliorative ce au vizat, în principal, eliminarea excesului de umiditate, prin realizarea de îndiguiri şi desecări. Lungimea totală a digurilor este de 124 km, iar suprafaţa apărată de ele însumează 52 355 ha (ISIF, 1998).

### *2.1. Caracterizarea hidrologică a Dunării*

În sectorul în care Dunărea constituie limita vestică şi nordică a Podişului Dobrogei, caracteristicile hidrologice ale fluviului reflectă particularităţile factorilor naturali şi antropici specifici îndeosebi sectorului inferior al bazinului.

*Scurgerea lichidă medie* sporeşte cantitativ din amonte spre aval, pe măsură ce fluviul colectează apelor afluenţilor, dintre care semnificativi prin aportul lor sunt cei de pe partea stângă: Ialomiţa, Siretul şi Prutul. Astfel, dacă înainte de despletirea în braţele Dunărea Veche şi Borcea debitul mediu multianual al Dunării este de 6080 $m^3/s$[*], la Isaccea, el creşte la 6560 $m^3/s$. Creşterea cea mai importantă se remarcă între Brăila şi Isaccea, ca urmare a colectării apelor Siretului şi Prutului. În aval de Isaccea, debitul Dunării se reduce semnificativ, cantităţi importante de apă fiind reţinute în spaţiile acvatice din cuprinsul luncii. În aceste condiţii, la Ceatal Chilia[**], înainte de bifurcarea în braţele Chilia şi Tulcea, debitul mediu multianual al Dunării scade la 6180 $m^3/s$ (tabelul nr. 1).

Braţul Dunărea Veche rulează la Cernavodă un debit mediu multianual de 2320 $m^3/s$ (38% din debitul Dunării în aval de despletire), în timp ce pe braţul Măcin (la Smârdan) se transportă doar 694 $m^3/s$ (12% din debitul Dunării de la Vadu Oii).

Ca urmare a extinderii foarte mari a bazinului hidrografic al Dunării şi a eterogeneităţii factorilor scurgerii (îndeosebi cei climatici), scurgerea medie prezintă oscilaţii moderate de la un an la altul, fapt ilustrat de valorile reduse ale coeficienţilor de variaţie a scurgerii medii anuale (0,18-0,19).

Regimul hidrologic al Dunării, în sectorul în care mărgineşte Podişul Dobrogei, se caracterizează prin „ape mari de primăvară” şi „ape mici de toamnă”. Scurgerea din perioada de primăvară reprezintă 32% din volumul mediu multianual (pentru intervalul 1970-2000). În lunile aprilie-mai sunt tranzitate cele mai mari cantităţi de apă, ponderea fiecăreia din aceste luni fiind de aproximativ 12% din volumul total mediu multianual. Toamna, Dunărea transportă doar 18% din cantitatea medie anuală de apă, cele mai reduse procentaje (cca. 6%) fiind caracteristice lunilor septembrie şi octombrie. Iarna şi vara, scurgerea evoluează cu ponderi moderate şi relativ egale (cca. 25%).

---

[*] Conform datelor I.N.H.G.A., pentru perioada 1931-2000.

[**] În studiile hidrologice este utilizată denumirea de Ceatal Izmail.

*Tabelul nr. 1*

**Date caracteristice privind scurgerea lichidă medie lunară şi anuală a Dunării în sectorul Cernavodă-Ceatal Chilia* (1970-2000)**

| Secţiunea | Medii lunare (în $m^3/s$ şi în % din volumul mediu anual) | | | | | | | | | | | | Media anuală ($m^3/s$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | |
| Cernavodă** | 2270<br>8,17 | 2330<br>8,17 | 2650<br>9,54 | 3550<br>12,77 | 3460<br>12,45 | 2890<br>10,40 | 2310<br>8,31 | 1680<br>6,05 | 1390<br>5,00 | 1490<br>5,36 | 1700<br>6,12 | 2130<br>7,66 | 2320 |
| Vadu Oii | 6040<br>8,15 | 6180<br>8,34 | 6860<br>9,26 | 8690<br>11,73 | 8510<br>11,48 | 7530<br>10,16 | 6140<br>8,28 | 4830<br>6,52 | 4240<br>5,72 | 4430<br>5,98 | 4890<br>6,60 | 5770<br>7,79 | 6160 |
| Brăila | 6020<br>8,11 | 6130<br>8,26 | 6820<br>9,19 | 8700<br>11,73 | 8650<br>11,66 | 7490<br>10,09 | 6280<br>8,46 | 4960<br>6,68 | 4280<br>5,77 | 4450<br>6,00 | 4850<br>6,54 | 5570<br>7,51 | 6200 |
| Grindu (Galaţi) | 6220<br>8,09 | 6360<br>8,27 | 6980<br>9,07 | 8840<br>11,49 | 8860<br>11,52 | 7740<br>10,06 | 6530<br>8,49 | 5150<br>6,70 | 4590<br>5,97 | 4690<br>6,10 | 5040<br>6,55 | 5920<br>7,70 | 6410 |
| Isaccea | 6300<br>8,01 | 6460<br>8,21 | 7170<br>9,11 | 9030<br>11,48 | 9130<br>11,61 | 8060<br>10,25 | 6740<br>8,57 | 5370<br>6,83 | 4590<br>5,83 | 4720<br>6,00 | 5090<br>6,47 | 6010<br>7,64 | 6560 |
| Ceatal Chilia | 6340<br>8,55 | 5560<br>7,50 | 6560<br>8,84 | 8560<br>11,54 | 8700<br>11,73 | 7480<br>10,08 | 6070<br>8,18 | 4800<br>6,47 | 4310<br>5,81 | 4570<br>6,16 | 5060<br>6,82 | 6170<br>8,32 | 6180 |

După datele I.N.H.G.A. Bucureşti.

* În studiile hidrologice este utilizată denumirea de Ceatal Izmail.

** Din 1984 s-a considerat secţiunea Hârşova, scurgerea lichidă între cele două secţiuni fiind nemodificată semnificativ.

*Scurgerea maximă* corespunde perioadei cu „ape mari de primăvară” când se pot produce viituri cu geneză îndeosebi pluvio-nivală. Cele mai mari debite maxime instantanee (în intervalul 1970-2000) s-au produs cu ocazia viiturilor din mai 1970 şi aprilie 1988 şi au atins valori cuprinse între 13900 $m^3/s$ (la Grindu) şi 16000 $m^3/s$ (la Isaccea) (tabelul nr. 2). Pe braţul Dunărea Veche, la Cernavodă, cel mai mare debit maxim a fost de 6690 $m^3/s$. Un fenomen caracteristic sectorului analizat îl constituie atenuarea debitelor de vârf ale undelor de viitură, ca urmare a revărsării apelor în spaţiul luncii. Acest fenomen era foarte intens în sectorul bălţilor, care, înainte de indiguirile efectuate, reţineau în cuprinsul lor volume mari de apă, reducând astfel considerabil debitele maxime la Brăila. La viitura din mai 1970, ca urmare a fenomenului de atenuare, debitul maxim înregistrat la Ceatal Chilia a fost 15540 $m^3/s$, în timp ce la Isaccea, a atins 16 000 $m^3/s$. În aprilie 2006, pe Dunăre, s-a produs cea mai mare viitură din perioada de observaţii (1840-2006). La Isaccea, debitul maxim a atins valoarea istorică de 16900 $m^3/s$ (17700 $m^3/s$, debit reconstituit) (Şerban *et. al.*, 2006).

*Tabelul nr. 2*

**Debite lichide maxime şi minime instantanee înregistrate pe Dunăre, în sectorul Cernavodă-Ceatal Chilia* (1970-2000)**

| Nr. crt. | Secţiunea | $Q_{max}$ instantaneu | | $Q_{min}$ instantaneu | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | $m^3/s$ | Luna/Anul | $m^3/s$ | Luna/Anul |
| 1. | Cernavodă** | 6690 | IV/1981 | 311 | IX/1992 |
| 2. | Vadu Oii | 15100 | IV/1981 | 1400 | IX/1992 |
| 3. | Brăila | 15000 | V/1970 | 1910 | IX/1992 |
| 4. | Grindu (Galaţi) | 13900 | IV/1988 | 1660 | IX/1992 |
| 5. | Isaccea | 16000 | V/1970 | 2110 | IX/1990 |
| 6. | Ceatal Chilia | 15540 | V/1970 | 2050 | IX/1990 |

După datele I.N.H.G.A. Bucureşti

* În studiile hidrologice este utilizată denumirea de Ceatal Izmail.

** Din 1984 s-a considerat secţiunea Hârşova, scurgerea lichidă între cele două secţiuni fiind nemodificată semnificativ.

*Scurgerea minimă* se produce în perioada „apelor mici de toamnă”. Cele mai scăzute debite minime instantanee (din perioada 1970-2000) s-au înregistrat în luna septembrie a anilor 1990 şi 1992 şi s-au situat între 1400 $m^3/s$ la Vadu Oii şi 2110 $m^3/s$ la Isaccea. Pe braţul Dunărea Veche, în septembrie 1992, debitul minim instantaneu a fost de doar 311 $m^3/s$.

Regimul natural de scurgere a Dunării este influenţat antropic datorită folosinţelor şi lucrărilor hidrotehnice din lungul fluviului. Un rol important în modificarea caracteristicilor scurgerii revine lacurilor de acumulare Porţile de Fier I şi Porţile de Fier II şi lucrărilor hidroameliorative din sectorul bălţilor şi luncii

inundabile. Prin funcţia lor regularizatoare, lacurile de acumulare influenţează îndeosebi scurgerea maximă şi minimă. Lucrările de îndiguire au avut drept consecinţă diminuarea intensităţii fenomenului de atenuare a viiturilor, cu precădere în sectorul bălţior (în care, în perioadele cu ape mari, erau reţinute volume însemnate de apă), şi creşterea debitelor maxime ale Dunării în aval de Brăila.

*Scurgerea solidă.* Dunărea transportă importante cantităţi de aluviuni rezultate atât din eroziunea exercitată direct de fluviu, cât, mai ales, din aportul afluenţilor. În sectorul inferior, debitul mediu anual de aluviuni în suspensie al Dunării creşte de la 615 kg/s (la Vadu Oii), la 996 kg/s (la Isaccea). O creştere însemnată a transportului aluvionar se remarcă între Brăila şi Isaccea (tabelul nr. 3), ca urmare a cantităţilor de aluviuni în suspensie pe care Dunărea le primeşte prin intermediul Siretului şi Prutului. La Ceatal Chilia, ultima secţiune înainte de pătrunderea în deltă, debitul de aluviuni în suspensie scade comparativ cu Isaccea, consecinţă directă a diminuării debitului lichid şi a scăderii vitezei de scurgere.

Realizarea lacurilor de acumulare Porţile de Fier I (1971) şi Porţile de Fier II (1982) a avut ca efect reducerea acentuată a cantităţilor de aluviuni în suspensie transportate de Dunăre. Volumul mediu anual de aluviuni în suspensie al Dunării, în sectorul său inferior, s-a redus în intervalul 1970-2000, comparativ cu perioada 1921-1960, cu 50-60%. Astfel, la Brăila, el a scăzut de la 56,8 mil. t/an, la 22 mil. t/an, iar la Ceatal Chilia, de la 66,6 mil. t/an, la 30,4 mil. t/an.

*Tabelul nr. 3*

**Date privind scurgerea medie de aluviuni în suspensie pe Dunăre în sectorul Hârşova-Ceatal Chilia***

| Nr. crt. | Secţiunea | Perioada | R (kg/s)** | $W_R$ (mil. t/an) |
|---|---|---|---|---|
| 1. | Hârsova | 1984-2000 | 97,7 | 3,08 |
| 2. | Vadu Oii | 1970-2000 | 615 | 19,41 |
| 3. | Brăila | 1970-2000 | 698 | 22,03 |
| 4. | Isaccea | 1970-2000 | 996 | 31,43 |
| 5. | Ceatal Chilia | 1970-2000 | 964 | 30,42 |

* În studiile hidrologice este utilizată denumirea de Ceatal Izmail.
** După datele I.N.H.G.A.
R = debitul mediu de aluviuni în suspensie; $W_R$ = volumul mediu de aluviuni în suspensie.

În ceea ce priveşte repartiţia scurgerii de aluviuni în timpul anului, ea este similară scurgerii lichide (de care este direct dependentă), cele mai mari ponderi fiind specifice lunilor aprilie-mai (în medie, 13-15% din volumul mediu de aluviuni în suspensie transportate anual). În aceste condiţii, cantităţile cele mai însemnate de aluviuni sunt rulate în perioada de primăvară (cca. 40% din volumul mediu anual), iar cele mai reduse, toamna (12%). Vara, ponderea volumului de aluviuni în suspensie este de 27%, iar iarna, de 21%.

Cantităţile medii lunare de aluviuni în suspensie din apa Dunării au atins (în perioada 1970-2000) valori maxime cuprinse între 3640 kg/s la Brăila (februarie 1970) şi 11170 kg/s la Isaccea (iunie 1978). Cele mai reduse debite medii lunare de aluviuni în suspensie s-au situat între 16,5 kg/s, la Vadu Oii, (septembrie 1992) şi 51,8 kg/s, la Brăila (septembrie 1990).

*Temperatura apei* Dunării prezintă, în sectorul Călăraşi-Tulcea, temperaturi medii anuale de 12,4-12,6°C. Iarna, temperaturile medii ale apei scad, în lunile ianuarie-februarie, la 1,4-1,9°C, în timp ce vara, în lunile iunie-iulie, se situează între 23 şi 24°C. La Cernavodă şi Brăila, apele Dunării au atins temperatura maximă de 27°C în luna august a anului 1971, respectiv 1958 (Miţă, 1986).

*Fenomenele de îngheţ* au o durată medie de 30-40 de zile şi maximă, de cca. 90 de zile. Podul de gheaţă are o frecvenţă de manifestare de 40-55% din totalul iernilor din perioada 1932-1982 şi se menţine, în medie, între 15 şi 20 de zile, putând ajunge până la 80-85 de zile, în iernile foarte geroase (Miţă, 1986). Specifice pentru sectoarele de îngustare, îndeosebi din zona coturilor pe care le realizează Dunărea în sectorul studiat, sunt zăpoarele, cu efecte negative asupra navigaţiei.

Din punct de vedere *hidrochimic*, apele Dunării, în sectorul în care mărgineşte Podişul Dobrogei, se caracterizează printr-o mineralizare redusă. La Brăila, valorile medii ale acestui parametru sunt de cca. 350 mg/l. Cea mai mare pondere în cadrul conţinutului ionic o deţin bicarbonaţii, urmaţi de calciu şi de sulfaţi. În ceea ce priveşte duritatea totală, apele se încadrează categoriei semidure (8-12 grade germane), în timp ce valorile pH-ului ilustrează caracterul, în general, neutru al apelor. Activităţile economice desfăşurate atât în amonte de sectorul cercetat, cât şi în oraşele situate în cuprinsul său influenţează calitatea apelor, astfel încât acestea se înscriu în categoria a II-a calitativă. Principalele elemente care determină degradarea calităţii apelor Dunării sunt azotaţii, fenolii, produsele petroliere, fosforul.

### 3. Canalul Dunăre-Marea Neagră

Reţeaua hidrografică a Dobrogei de sud include, alături de cursurile de apă naturale, şi o importantă arteră artificială. Este vorba de canalul Dunăre-Marea Neagră. Acesta se desprinde din braţul Dunărea Veche la Cernavodă şi debuşează în mare în portul Constanţa Sud-Agigea, traversând Dobrogea pe direcţia generală vest-est, pe o lungime de 64,2 km. Traseul canalului urmăreşte, în cea mai mare parte, cursul fostei albii a râului Carasu, ce corespunde unei zone joase, cu cele mai mici altitudini dintre Dunăre şi Marea Neagră (sub 150 m). Bazinul de recepţie aferent canalului însumează cca. 870 km$^2$, este asimetric şi include o reţea hidrografică alcătuită din râuri scurte (foşti afluenţi ai râului Carasu), majoritatea cu caracter temporar, ce drenează văi carstice, seci în cea mai mare parte a anului, cu cumpene subterane necunoscute. De-a lungul unora dintre afluenţi au fost amenajate mici acumulări (iazuri) permanente sau semipermanente, folosite pentru

irigaţii şi piscicultură. De pe partea stângă (considerând sensul de curgere dinspre Dunăre spre Marea Neagră), canalul primeşte ca afluenţi Valea Cişmelei, Valea Plantaţiei, Agicabul (cel mai important sistem fluviatil, cu lungimea de 22 km şi suprafaţa bazinului superficial de 118 $km^2$), Castelul, Nisipari, Nazarcea, Cocoş, Valea Seacă şi Lazu. Afluenţii de pe partea stângă sunt mai slab dezvoltaţi, mai importanţi fiind Popa Nică, Medgidia, Siminoc, Şerplea şi Potârnichea.

Canalul Dunăre-Marea Neagră a fost inaugurat la 26 mai 1984. Realizarea unui asemenea canal a fost preconizată încă din secolul al XIX-lea şi, în acest scop, au fost concepute mai multe proiecte. Lucrările iniţiale au început în 1949 şi aveau drept scop construirea unei căi navigabile între Cernavodă şi Midia. Aceste lucrări au fost abandonate în anul 1953, dar au fost reluate în 1975, însă după un alt proiect.

Din punct de vedere constructiv, conform normelor C.E.E.-O.N.U., canalul Dunăre-Marea Neagră se înscrie în cea mai mare clasă de canale interioare. Construcţia sa a necesitat un volum de excavaţii de cca. 300 mil. $m^3$ şi turnarea a 4,2 mil $m^3$ de beton (pentru realizarea ecluzelor, podurilor, consolidărilor de maluri, taluzurilor etc.) (Ghinea, 1996).

Canalul are lăţimi de 70 m la fund şi 110-140 m la suprafaţă. Adâncimea maximă este de 8 m , iar cea minimă de 7 m, fiind admis un pescaj maxim de 5,5 m. La Cernavodă şi Agigea, se află câte o ecluză cu dimensiuni de 300 x 25 m, care asigură circulaţia navelor în ambele sensuri, prin modificarea corespunzătoare a nivelului apei.

De-a lungul canalului funcţionează patru porturi: Cernavodă, Medgidia, Basarabi şi Constaţa Sud-Agigea. El este traversat de şapte poduri, veritabile lucrări de artă în domeniu: trei poduri rutiere (la Medgidia, Basarabi şi Agigea), trei poduri feroviare (la Medgidia, Nazarcea şi Agigea) şi un pod mixt (la Cernavodă).

Importanţa economică a canalului Dunăre-Marea Neagră este deosebită. El permite scurtarea traseului navigabil dintre Cernavodă şi Constanţa cu cca. 400 km şi a fost prevăzut să asigure irigarea a 220 000 ha de teren agricol. Volumul de trafic pe care-l poate prelua este de 75 mil. tone anual, permiţând trecerea navelor fluviale şi maritime de mici dimensiuni (5000 tdw) (Ghinea, 1996). Prin intrarea în folosinţă a canalului Main-Dunăre (la 25 septembrie 1992), canalul dobrogean a căpătat o importanţă continentală, constituind o verigă a marii artere fluviale europene care leagă Marea Neagră de Marea Nordului.

În perioada 1983-1987, din canalul Dunăre-Marea Neagră s-a realizat derivaţia Poarta Albă-Năvodari-Midia, cu o lungime de 26,6 km, lăţime de 60-80 m şi adâncime de 5,5 m. Prin întermediul său se facilitează transportul de produse către şi dinspre combinatul petrochimic de la Năvodari.

### 4. Râurile Dobrogei

Particularităţile elementelor cadrului natural al Dobrogei, cu precădere cele de ordin geologic, geomorfologic şi climatic, imprimă reţelei hidrografice

şi regimului hidrologic al cursurilor de apă, caracteristici ce nu se mai regăsesc în nici o altă regiune a ţării. Astfel, reţeaua hidrografică ce drenează teritoriul Dobrogei prezintă o densitate medie redusă (0,1-0,2 km/km$^2$) şi este constituită din râuri scurte (a căror lungime, depăşeşte doar în trei cazuri 50 km), cu debite lichide scăzute (sub 1 m$^3$/s) şi regim torenţial de scurgere. În Dobrogea de sud, extinderea largă a formaţiunilor calcaroase acoperite de o cuvertură de loes cu grosimi apreciabile, favorizează infiltrarea rapidă a apelor din precipitaţii şi din topirea zăpezilor. În aceste condiţii, cursurile de apă au caracter temporar, scurgerea fiind remarcată doar în urma ploilor torenţiale intense. Particularităţile văilor şi cursurilor de apă din Dobrogea sunt reflectate şi de unele regionalisme precum *derea* (vale de dimensiuni reduse cu scurgere, de regulă, permanentă) şi *canara* (vale îngustă şi adâncă, cu pereţi abrupţi, săpată în loess sau calcare: Canaraua Fetii, Canaraua lui Olteanu, Canaraua Hârşovei). Şuvoaiele de apă create pe văile cu scurgere intermitentă, ca urmare a ploilor torenţiale, caracterizate printr-o concentrare rapidă a unui volum bogat de apă, cu o mare încărcătură de aluviuni, sunt cunoscute sub denumirea de *seluri*.

Bazinele hidrografice ale râurilor dobrogene au altitudini medii ce rar depăşesc 200 m şi suprafeţe reduse, de ordinul zecilor şi sutelor de km$^2$. Cele mai dezvoltate sunt bazinele Casimcei (740 km$^2$ ), Taiţei (591 km$^2$) şi Slavei (356 km$^2$). În sudul Dobrogei, bazinul râului Urluia se extinde pe 1346 km$^2$, prelungindu-se şi pe teritoriul Bulgariei.

Aspectul general al reţelei hidrografice este divergent. Cursurile de apă îşi au originea în partea centrală a Dobrogei şi au direcţii diferite. Ele sunt tributare fie fluviului Dunărea (şi aparţin bazinului Dunării), fie Mării Negre (şi aparţin bazinului Litoral). Cumpăna de ape dintre cele două bazine colectoare are un aspect sinuos, în jumătatea nordică a Dobrogei fiind mai bine dezvoltate râurile orientate spre mare, iar în cea sudică, râurile care se îndreaptă spre Dunăre (vezi harta). În partea sudică, cumpăna de ape principală nu coincide cu linia marilor înălţimi, datorită mişcărilor neotectonice din Holocen, ce s-au manifestat prin ridicări mai intense în sud-vestul Dobrogei (Ielenicz, 1999).

O caracteristică importantă a reţelei hidrografice dobrogene este aceea că majoritatea cursurilor de apă debuşează în lacuri (limanuri fluviatile, limanuri fluvio-maritime, lagune).

Condiţiile litologice, structurale, morfologice şi climatice, variate de la o regiuna la alta a Dobrogei, au impus diferenţieri importante de ordin morfohidrografic şi hidrologic între principalele unităţi ale Dobrogei.

*Dobrogea de nord*, corespunzătoare regiunii de orogen, cu o litologie diversificată (roci cristaline şi sedimentare), altitudini ce depăşesc 300-400 m şi precipitaţii de peste 400-500 mm anual, se caracterizează printr-o reţea hidrografică ceva mai densă (până la 0,2 km/km$^2$) şi mai bine organizată, cu râuri mai lungi (Taiţa – 57 km, Teliţa – 48 km, Slava – 38 km) ce prezintă scurgere permanentă (cu excepţia celor de dimensiuni foarte reduse). Văile sunt

largi, cuprinzând lunci bine dezvoltate, în sectoarele inferioare ale principalelor râuri, unde depozitele aluvionare depăşesc 10-15 m grosime. Debitele lichide prezintă valori medii anuale ce nu depăşesc 0,5 $m^3/s$, dar ele pot creşte foarte mult în urma ploilor torenţiale de vară, antrenând cantităţi importante de material aluvionar.

*Sectorul central al Dobrogei*, corespunzător în cea mai mare parte Podişului Casimcei, alcătuit din şisturi verzi, peste care sunt dispuse formaţiuni jurasice (calcare, conglomerate) şi loessuri, cu altitudini de până la 300 m, prezintă o reţea hidrografică relativ bine organizată, cu caracter radial şi regim de scurgere permanent (ce excepţia organismelor de mici dimensiuni). Principalul sistem fluviatil este cel al Casimcei. Dintre celelalte râuri, se remarcă Topolog, Nămoleşti, Peceneaga (tributare Dunării), Istria, Nuntaşi, Săcele, Corbu (tributare lacurilor de pe ţărmul Mării Negre). Morfologia văilor este diferită de la un sector la altul. Zonele de obârşie sunt, în general, largi, în timp ce în sectoarele mijlocii, văile sunt adâncite, cu aspect de defileu sau de chei, în calcare (la Crucea, Stupina), pentru ca în sectoarele inferioare, văile să se lărgească din nou, fiind puternic aluvionate.

În *Dobrogea de Sud*, altitudinile reduse (sub 200 m), aspectul relativ neted al reliefului, dar, mai ales, larga extindere a formaţiunilor calcaroase şi a depozitelor de loess, precum şi ariditatea mai accentuată a climatului, au determinat particularităţi morfohidrografice şi hidrologice diferite faţă de celelalte subunităţi dobrogene. În condiţiile menţionate, cursurile de apă au un regim de scurgere temporar, în unele situaţii chiar accidental, ele devenind active doar în urma ploilor torenţiale intense. Densitatea reţelei hidrografice este foarte redusă (sub 0,1 $km/km^2$). În Podişul Cobadinului, pe relieful carstic, s-au dezvoltat depresiuni cu caracter semiendoreic, fără drenaj superficial exterior, cum sunt cele de la Mereni-Amzacea-Tătaru şi Negru Vodă (Breier, 1976). În zonele de obârşie, văile sunt largi, slab adâncite. Ele se adâncesc treptat în aval (în calcare şi loess), iar în zonele de vărsare se lărgesc foarte mult, căpătând aspectul unor depresiuni, în care se dezvoltă limanurile fluviatile sau fluvio-maritime. În sectoarele calcaroase, unele văi sunt „oarbe”, fiind lipsite de gură de vărsare, ele terminându-se în sorburi sau ponoare, cunoscute sub numele de *gâlgaie* (Basarabeanu *et al.*, 1978).

### *4.1. Sistemele fluviatile ce aparţin bazinului Dunării*

Sistemele fluviatile ce aparţin bazinului Dunării drenează părţile vestice şi nordice ale Podişului Dobrogei. Ele sunt mai bine dezvoltate în jumătatea sudică, unde cumpăna de ape dintre bazinul Dunării şi bazinul Litoral este împinsă mult către est. O caracteristică majoră a reţelei hidrografice din acest sector sudic este caracterul său intermitent, consecinţă, în principal, a permeabilităţii ridicate a formaţiunilor calcaroase şi loessoide care alcătuiesc substratul litologic al aceastei regiuni, dar şi condiţiilor climatice cu

deficit de umiditate. O altă caracteristică importantă o constituie faptul că majoritatea cursurilor de apă debuşează în limanuri fluviatile situate în lunca Dunării.

Existenţa, în partea centrală a Dobrogei sudice, a unui sector mai coborât, cu caracter transversal, corespunzător fostei văi Carasu (în prezent canalul Dunăre-Marea Neagră), a determinat orientarea cursurilor de apă dinspre sud-est către nord-vest, la sud de valea Carasu, şi dinspre nord-est către sud-vest, la nord de valea Carasu. Peters şi Sevastos (1903), citaţi de M. Ielenicz (1999), considerau existenţa unui curs al Dunării pe valea Carasu. C. Brătescu (1928) emitea ipoteza că valea Carasu ar reprezenta un vechi liman fluviatil format pe o vale veche, care, în pleistocen, era mult mai coborâtă decât în prezent şi, ulterior, a fost colmatată cu aluviuni. V. Mihăilescu (1966) consideră că valea Carasu se suprapune unei depresiuni sinclinale.

Sistemele hidrografice situate la sud de valea Carasu drenează partea sud-vestică a Dobrogei (Podişurile Cobadin şi Oltinei), iar unele îşi extind bazinele şi pe teritoriul Bulgariei (Podişul Prebalcanic). De la sud către nord se remarcă râurile: **Almalău** şi **Ceair**, care debuşează în limanul Bugeac; **Canlia** (ce se varsă în braţul Dunărea Veche); **Canaraua Fetii**, cu afluentul său Chici, tributară limanului Oltina, prin intermediul lacurilor Iortmac şi Ceamurlia; **Negureni**, **Valea Mare** (cu afluenţii Dobromir şi Corvin) şi **Valea Florilor**, sisteme fluviatile care debuşează în limanul Mârleanu; **Urluia**, cu afluentul său Ceair (ce primeşte la rândul său Cerchezul), tributar limanului Vederoasa, ce drenează cea mai mare suprafaţă din Dobrogea (1346 km$^2$). Toate sistemele hidrografice menţionate îşi extind bazinele şi pe teritoriul Bulgariei. În continuare, spre nord, se află râurile: **Valea Baciului** (cunoscută în sectorul superior sub numele de Iris), tributară limanului Baciu şi **Peştera** (Izvorul Mare), ce se varsă în lacul Cochirleni.

Dintre sistemele hidrografice situate la nord de fosta vale Carasu şi care îşi adună apele în cea mai mare parte din Podişul Medgidiei, mai importante sunt: **Ţibrinul** (cu afluentul Dorobanţu), care, înainte de vărsarea în Dunăre, drenează Lacul Ţibrin; **Siliştea**, ce debuşează în Lacul Domneasca; **Valea Dunărea** (cu afluenţii Băltăgeşti şi Crucea), tributară direct braţului Dunărea Veche; **Chichirgeaua** (cu afluenţii Mandai şi Crişan), tributară, de asemenea, direct braţului Dunărea Veche.

Sectorul nordic al faţadei Dunărene a Dobrogei include sisteme fluviatile în majoritatea lor de mici dimensiuni, care brăzdează versanţii vestici ai Podişului Dobrogei Centrale şi cei nordici ai Podişului Dobrogei de Nord. Ele prezintă pante relativ mari (ce pot depăşi 10 m/km) şi regim de scurgere, în general permanent, dar cu caracter torenţial. Cel mai important sistem fluviatil din acest sector este **Topologul**. Bazinul său hidrografic se extinde pe 342 km$^2$ şi se suprapune părţii vestice a Podişului Casimcei. Râul Topolog are o lungime de 50 km şi se varsă în Lacul Hazarlâc, după ce colectează apele mai multor afluenţi de pe partea stângă (Hagiomer, Valea Osâmbei, Mahomencea, Valea Dulgherului, Valea Cişmelelor), ceea ce-i conferă bazinului o asimetrie pronunţată. Tot în Lacul Hazarlâc se varsă şi pârâul **Bentu**.

La nord de râul Topolog, numărul şi dimensiunile organismelor fluviatile devin din ce în ce mai reduse. Dintre cele care drenează versantul vestic al Podişului Dobrogei,

mai importante sunt: **Nămoleşti** (cu Ţârcă) şi **Valea Roştilor** (cu Fântâna Oilor), tributare braţului Măcin; **Peceneaga** (cu Omârlar), care debuşează în Lacul Peceneaga; **Greci** (afluent direct al braţului Măcin), pe cursul căruia se află acumularea Greci; **Jijila**, care alimentează lacul omonim din lunca Dunării.

Flancul nordic al Podişului Dobrogei este brăzdat doar de cîteva pâraie care debuşează în gârlele sau lacurile din lunca Dunării: **Luncaviţa** (se varsă în gârla Ciulineţ), **Isaccea**, **Capaclia** (Bădila), **Valea Lui Iancu** (tributare Lacului Saun), **Valea Adâncă** (debuşează în Lacul Telincea). Lungimile acestor cursuri de apă sunt mai mici de 10 km, dar pantele pot depăşi 30-40 m/km. Datele morfometrice privind reţeaua şi bazinele hidrografice din Dobrogea dunăreană sunt prezentate în tabelul nr. 4.

*Tabelul nr. 4*

**Date privind principalele organisme fluviatile din Dobrogea – bazinul Dunării**
(după *Atlasul Cadastrului apelor din România*, vol. I, 1992)

| Nr. crt. | Cursul de apă | L (km) | H izv. (m) | H gură de vărs.(m) | P med. (m/km) | Ks | F ($km^2$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Almalău | 20 | 116 | 7 | 5 | 1,42 | 42 |
| 2. | Ceair | 12 | 60 | 9 | 4 | 1,44 | 48 |
| 3. | Canlia | 8 | 123 | 7 | 15 | 1,13 | 18 |
| 4. | Canaraua Fetii | 16 | 26 | 7 | 1 | 1,51 | 181 |
| 5. | Negureni | 5 | 120 | 28 | 18 | 1,12 | 19 |
| 6. | Valea Mare | 29 | 89 | 9 | 3 | 1,44 | 295 |
| 7. | Valea Florilor | 11 | 130 | 9 | 11 | 1,22 | 30 |
| 8. | Urluia | 98 | 97 | 9 | 1 | 2,11 | 1346 |
| 9. | Valea Baciului | 39 | 125 | 10 | 3 | 1,42 | 294 |
| 10. | Peştera | 26 | 100 | 9 | 4 | 1,22 | 257 |
| 11. | Ţibrin | 41 | 90 | 6 | 2 | 1,51 | 375 |
| 12. | Siliştea | 21 | 80 | 7 | 3 | 1,25 | 116 |
| 13. | Valea Dunărea | 23 | 120 | 6 | 5 | 1,32 | 148 |
| 14. | Chichirgeaua | 17 | 100 | 6 | 6 | 1,29 | 148 |
| 15. | Topolog | 50 | 269 | 8 | 5 | 1,61 | 342 |
| 16. | Nămoleşti | 20 | 110 | 5 | 5 | 1,84 | 104 |
| 17. | Valea Roştilor | 28 | 286 | 5 | 10 | 1,64 | 114 |
| 18. | Peceneaga | 19 | 269 | 9 | 14 | 1,13 | 126 |
| 19. | Greci | 13 | 116 | 4 | 8 | 1,34 | 73 |
| 20. | Jijila | 14 | 200 | 2 | 14 | 1,28 | 41 |
| 21. | Luncaviţa | 10 | 90 | 2 | 9 | 1,32 | 58 |
| 22. | Isaccea | 7 | 59 | 7 | 7 | 1,24 | 25 |
| 23. | Capaclia | 7 | 280 | 7 | 39 | 1,24 | 24 |
| 24. | Valea lui Iancu | 6 | 250 | 7 | 41 | 1,21 | 17 |
| 25. | Valea Adâncă | 9 | 100 | 3 | 11 | 1,22 | 17 |

L – Lungimea râului; H izv. – Altitudinea izvorului; H gură de vărs. – Altitudinea gurii de vărsare; P med. – Panta medie a râului; Ks – Coeficientul de sinuozitate a râului; F – Suprafaţa bazinului hidrografic.

### *4.2. Sistemele fluviatile ce aparţin bazinului Litoral*

Sistemele fluviatile ce aparţin bazinului Litoral (Dobrogei maritime) sunt tributare lagunelor şi limanurilor de pe ţărmul Mării Negre. Ele sunt mai bine dezvoltate în jumătatea nordică a Dobrogei, unde cumpăna de ape dintre bazinele Dunării şi Litoral este deplasată mult către vest. În acest sector, râurile principale au, în majoritatea lor, caracter permanent de scurgere. Partea sudică a Dobrogei cuprinde sisteme fluviatile de dimensiuni mici, cu regim de scurgere predominant temporar.

*Organismele hidrografice din jumătatea nordică a bazinului Litoral* drenează Munţii Măcinului, Podişul Niculiţel, Dealurile Tulcei, Podişul Babadag, Podişul Casimcei. Ele şi-au adaptat văile la formele vechi ale platformei şi au o orientare generală dinspre nord-vest către sud-est, determinată de căderea reliefului în trepte de origine policiclică (Ujvári, 1972). În acest sector se află cele mai extinse bazine hidrografice din Dobrogea (după cel al râului Urluia): Casimcea (740 km$^2$), Taiţa (591 km$^2$), Slava (356 km$^2$), Teliţa (287 km$^2$).

Pârâul **Tulcea** este primul curs de apă mai important din partea nordică a Dobrogei maritime. El îşi şi află obârşia în Dealurile Tulcei şi, după ce parcurge o lungime de 14 km, se varsă în complexul lagunar Razelm, prin intermediul Lacului Agighiol.

Râul **Teliţa** izvorăşte din Podişul Niculiţelului (de la cca. 270 m altitudine), iar în cursul inferior, drenează depresiunea Nalbantului, debuşând, după un traseu de 48 km, în limanul Babadag. Pe partea dreaptă, colectează apele a doi afluenţi mai importanţi, Cilic şi Hagilar.

Sistemul fluviatil al **Taiţei** îşi are obârşia în partea nordică a Culmii Niculiţel (de la cca. 240 m altitudine). În cursul său superior, Taiţa separă culmile Pricopanului şi Niculiţelului, iar în cel inferior, traversează, pe direcţia NV-SE, Depresiunea Nalbant, curgând pe la poalele nordice ale Podişului Babadag. Bazinul hidrografic al Taiţei, cu o suprafaţă de 591 km$^2$, are un caracter asimetric, cu o dezvoltare mai mare pe partea stângă, de unde Taiţa primeşte ca afluenţi mai importanţi pâraiele Pârlita, Islam, Lodzova, Alba, Tăiţa. Pe partea dreaptă, principalii afluenţi sunt Valea Curăturii şi Valea Carierei. După un traseu de 57 km, Taiţa se varsă în Lacul Babadag, drenând mai întâi Balta Toprachioi.

Râul **Slava** (Gaugagia) îşi desfăşoară cursul pe o lungime de 38 km, la limita dintre Podişul Babadagului (la nord) şi Podişul Casimcei (la sud). Bazinul său hidrografic, dezvoltat pe o suprafaţă de 356 km$^2$, are o formă alungită pe direcţia NV-SE. Slava îşi are obârşia în Depresiunea Başpunar (la cca. 300 m altitudine) şi alimentează cu apele sale Lacul Goloviţa, prin intermediul limanului Ceamurlia. Cel mai important afluent al Slavei este Slava Cercheză sau Ciucorova (S = 119 km$^2$; L = 24 km), pe care îl primeşte pe partea stângă, în cursul superior. Pe partea dreaptă, principalul afluent este pârâul Camena.

La sud de Slava, cu un curs aproximativ paralel, se înscrie râul **Hamangia** (S = 224 km$^2$, L = 33 km), care izvorăşte din partea centrală a Podişului Casimcei (de la cca. 310 m altitudine) şi debuşează în limanul Ceamurlia. De pe partea stângă, în cursul inferior, primeşte apele principalului său afluent, Ceamurlia.

În continuare, spre sud, bazinul Litoral cuprinde câteva sisteme fluviatile de mici dimensiuni (majoritatea sub 20 km lungime), ce drenează Podişul Istriei: **Săruri** (tributar al Lacului Sinoie), **Istria** (afluent al limanului Istria), **Nuntaşi** (ce se varsă în lacul Nuntaşi), **Săcele** (tributar Lacului Tuzla), **Valea Vadului** (ce debuşează în Balta Mare), **Corbu** sau Gargalâc (afluent al Lacului Corbu) şi **Taşaul** (tributar lacului omonim).

Sistemul fluviatil al **Casimcei** este cel mai bine dezvoltat din Dobrogea de nord (şi al doilea din Dobrogea), drenând o suprafaţă de 740 km$^2$. Râul Casimea îşi are obârşia în partea centrală a Podişului Casimcei, la 309 m altitudine şi, după ce parcurge o lungime de 69 km, îşi varsă apele în limanul Taşaul. Valea sa este săpată în formaţiunile de şisturi verzi care apar la suprafaţă în mai multe sectoare. De-a lungul văii, sunt prezente sectoare de bazinete şi chei (cu precădere în sectorul mijlociu), în timp ce în sectorul inferior, valea capătă aspect de canion, adâncit în calcare (Pişota, 1993). Cel mai larg sector corespunde Depresiunii Pantelimon, ce se constituie ca o zonă de convergenţă hidrografică unde Casimcea primeşte o serie de afluenţi, atât de pe partea dreaptă (Cartal sau Dereaua Mare, Pantelimon, Gârla Seacă), cât şi de pe cea stângă (Râmnic, Grădina Mucova). În sectorul inferior, Casimcea mai primeşte pe partea dreaptă apele a doi afluenţi, Gura Dobrogei şi Sitorman. Densitatea medie a reţelei hidrografice în bazinul Casimcei este de 0,17 km/ km$^2$. Alimentarea subterană deţine o pondere de 56% (Pişota, 1993), ceea ce asigură caracterul permanent al scurgerii acestui râu, care rulează cel mai mare volum de apă dintre râurile dobrogene.

*Sistemele hidrografice din partea sudică a bazinului Litoral* sunt slab dezvoltate. În acest sector, se remarcă doar câteva cursuri de apă cu scurgere predominant temporară şi cu lungimi mai mici de 10 km: **Dereaua** (Urlichioi) şi **Biruinţa** (afluenţi al limanului Techirghiol), **Tatlageacul Mare** şi **Tatlageacul Mic** (tributari limanului Tatlageac). Mai importantă este **Valea Albeşti** (Mangalia), al cărei sector superior se desfăşoră pe teritoriul Bulgariei. Cursul său inferior, desfăşurat în zona litoralului românesc, este adâncit în formaţiunile calcaroase şi puternic meandrat, cu văi afluente scurte, dar bine încrustate în relief şi cu caracter temporar. În amonte de limanul Mangaliei, pe Valea Albeşti, s-au amenajat iazurile Limanu şi Hagieni. Datele morfometrice privind reţeaua şi bazinele hidrografice din Dobrogea aferentă bazinului Litoral sunt prezentate în tabelul nr. 5.

*Tabelul nr. 5*

**Date privind principalele organisme fluviatile din Dobrogea – bazinul Litoral**
(după *Atlasul Cadastrului apelor din România*, vol. I, 1992)

| Nr. crt. | Cursul de apă | L (km) | H izv. (m) | H gură de vărs. (m) | P med. (m/km) | Ks | F ($km^2$) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Tulcea | 14 | 70 | 0 | 5 | 1,13 | 100 |
| 2. | Teliţa | 48 | 270 | 0 | 6 | 1,58 | 287 |
| 3. | Taiţa | 57 | 240 | 0 | 4 | 1,35 | 591 |
| 4. | Slava | 38 | 296 | 0 | 8 | 1,35 | 356 |
| 5. | Hamangia | 33 | 310 | 0 | 9 | 1,59 | 224 |
| 6. | Săruri | 11 | 95 | 0 | 9 | 1,14 | 72 |
| 7. | Istria | 10 | 100 | 0 | 10 | 1,12 | 42 |
| 8. | Nuntaşi | 22 | 140 | 1 | 6 | 1,56 | 145 |
| 9. | Săcele | 10 | 79 | 0 | 8 | 1,37 | 51 |
| 10. | Valea Vadului | 7 | 87 | 0 | 12 | 1,14 | 17 |
| 11. | Corbul | 7 | 73 | 0 | 10 | 1,12 | 39 |
| 12. | Taşaul | 7 | 86 | 0 | 12 | 1,13 | 23 |
| 13. | Casimcea | 69 | 309 | 0 | 4 | 1,49 | 740 |
| 14. | Dereaua | 7 | 68 | 0 | 10 | 1,18 | 25 |
| 15. | Biruinţa | 7 | 40 | 0 | 6 | 1,17 | 90 |
| 16. | Tatlageacul Mare | 7 | 51 | 0 | 7 | 1,14 | 17 |
| 17. | Tatlageacul Mic | 11 | 40 | 0 | 4 | 1,5 | 101 |
| 18. | Albeşti | 25 | 100 | 0 | 4 | 1,69 | 326 |

L – Lungimea râului; H izv. – Altitudinea izvorului; H gură de vărs. – Altitudinea gurii de vărsare; P med. – Panta medie a râului; Ks – Coeficientul de sinuozitate a râului; F – Suprafaţa bazinului hidrografic.

### *4.3. Caracterizarea hidrologică ale râurilor din Dobrogea*

Râurile dobrogene prezintă caracteristici hidrologice proprii ce reflectă particularităţile condiţiilor, îndeosebi naturale, specifice Dobrogei. Nota particulară o constituie scurgerea superficială redusă şi regimul hidrologic torenţial, reflex al repartiţiei neuniforme a precipitaţiilor, atât în timpul anului, cât şi de la un an la altul. Specifice sunt viiturile de scurtă durată, cu efecte adesea distrugătoare, produse cu precădere în urma ploilor torenţiale de vară. Alimentarea râurilor care drenează spaţiul Dobrogei este mixtă, cu ponderi diferite ale surselor de alimentare de la o regiune la alta. Astfel, sistemele hidrografice din Dobrogea de nord se alimentează în proporţie de 74% din apele meteorice (50% din ploi şi 24% din zăpezi) şi 26% din apele subterane. În cursurile mijlocii şi superioare ale râurilor Slava, Cerna, Greci, Aiorman, creşte ponderea alimentării subterane până la 38%, ca urmare a aportului de apă care circulă prin golurile calcaroase şi prin fisuri (Ghada, 1988). Alimentări subterane importante prezintă râuri precum Topolog (49%) şi Casimcea (56%) (Pişota, 1988, 1993). Particularităţile scurgerii râurilor dobrogene permit încadrarea lor tipului de regim pontic (Pişota, Zaharia, 2001), un regim dezordonat, în care se

individualizează totuşi o perioadă cu „ape mari”, la sfârşitul iernii şi începutul primăverii, cu un debit mediu maxim înregistrat, de regulă, în luna februarie. În cea mai mare parte din an, sunt specifice „apele mici”, pe fondul cărora, îndeosebi în timpul verii şi al primăverii, se pot produce viituri ocazionale, cu intensitate mare.

*Scurgerea medie* se caracetrizează prin debite medii multianuale reduse, ce nu depăşesc 1 $m^3/s$. Cele mai mari cantităţi de apă sunt transportae de râurile Casimcea (0,643 $m^3/s$), Taiţa (0,443 $m^3/s$), Topolog (0,321 $m^3/s$) şi Hamangia (0,230 $m^3/s$). Celelalte organisme fluviatile prezintă debite medii multianuale ce nu depăţesc 0,2 $m^3/s$ (tabelul nr. 6). Exprimată sub forma debitului lichid specific, scurgerea medie oscilează între 0,627 $l/s.km^2$ (Taiţa la Hamcearca) şi 1,26 $l/s.km^2$ (Casimcea la Casimcea). Considerând scugerea medie a râurilor dobrogene sub formă de strat, se remarcă valorile foarte scăzute ale acestuia, cuprinse între 17 mm şi 40 mm anual (tabelul nr. 6). În ceea ce priveşte volumele medii de apă transportate anual de aceste râuri, ele sunt, de asemenea, reduse, în general sub 20 mil. $m^3$/an.

Debitele medii anuale au un ecart mare de variaţie, reflex al variabilităţii accentuate a precipitaţiilor de la un an la altul. În aceste condiţii, coeficienţii de variaţie a scurgerii medii anuale se înscriu cu valori ridicate, ce depăşesc în majoritatea cazurilor 0,40, ajungând până la 0,64-0,66.

Repartiţia scurgerii medii în timpul anului prezintă, de asemenea, unele particularităţi, în comparaţie cu alte regiuni ale ţării. Analiza ponderilor debitelor medii lunare şi anuale din volumul mediu anual (în perioada 1955-2000) ilustrează faptul că râurile care drenează partea vestică a Dobrogei, tributare Dunării (Valea Dunărea, Topolog), prezintă cea mai bogată scurgere în anotimpul de vară (31%), urmat de cel de iarnă (27%) şi de primăvară (25%). Cea mai scăzută pondere a scurgerii caracterizează sezonul de toamnă (17%). În cazul râurilor ce aparţin bazinului Litoral, distribuţia anotimpuală a scurgerii este mai uniformă: cele mai mari ponderi ale scurgerii medii revin anotimpurilor de iarnă (30%) şi de vară (28%). Toamna şi primăvara, cantităţile de apă rulate sunt egale (cca. 21% din volumul mediu anual).

În ceea ce priveşte distribuţia lunară a scurgerii medii, pe ansamblul Dobrogei sunt caracteristice două maxime, unul principal (în februarie), iar celălalt secundar, în lunile de vară (iunie, iulie). Minimul principal se produce în noiembrie, iar cel secundar, în aprilie (fig. 1).

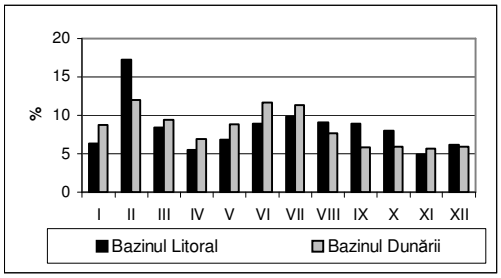



*Fig. 1.* Repartiţia scurgerii medii lunare a râurilor în Dobrogea (% din volumul mediu anual, pentru perioada 1955-2000)

*Tabelul nr. 6*

**Date caracteristice privind scurgerea lichidă medie a principalelor râuri din Dobrogea (1955-2000)**

| Nr. crt. | Râul | Staţia hidrometrică | $F^*$ ($km^2$) | $H_{med}^*$ (m) | $Q_o$* ($m^3/s$) | $q_o$ ($l/s.km^2$) | $W_o$ (mil. $m^3$) | $h_o$ (mm) | $C_v$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Vl. Dunărea | Băltăgeşti | 108 | 124 | 0.094 | 0.870 | 2.96 | 27.4 | 0.44 |
| 2. | Topolog | Saraiu | 262 | 181 | 0.321 | 1.22 | 10.1 | 38.6 | 0.51 |
| 3. | Teliţa | Poşta | 58 | 210 | 0.063 | 1.08 | 1.98 | 34.2 | 0.48 |
| 4. | Taiţa | Hamcearca | 102 | 210 | 0.064 | 0.627 | 2.02 | 19.8 | 0.64 |
| 5. | Taiţa | Satu Nou | 560 | 151 | 0.443 | 0.791 | 14.0 | 25.0 | 0.44 |
| 6. | Slava | Ceamurlia | 327 | 177 | 0.171 | 0.523 | 5.56 | 17.0 | 0.55 |
| 7. | Hamangia | Baia | 207 | 154 | 0.230 | 1.11 | 7.25 | 35.0 | 0.50 |
| 8. | Casimcea | Casimcea | 78 | 263 | 0.098 | 1.26 | 3.09 | 39.6 | 0.52 |
| 9. | Casimcea | Casian | 588 | 158 | 0.643 | 1.09 | 20.3 | 34.5 | 0.49 |
| 10. | Râmnic | Pantelimonu | 89 | 166 | 0.078 | 0.876 | 2.46 | 27.6 | 0.37 |
| 11. | Cartal | Pantelimonu | 127 | 150 | 0.108 | 0.850 | 3.41 | 26.8 | 0.66 |

* După datele I.N.H.G.A:
F = Suprafaţa bazinului hidrografic; $H_{med}$ = altitudinea medie a bazinului hidrografic; $Q_o$ = debitul lichid mediu multianual; $q_o$ = debitul lichid specific mediu multianual; $W_o$ = Volumul de apă mediu multianual; $h_o$ = Stratul mediu multianual de apă scurs; $C_v$ = Coeficientul de variaţie a scurgerii medii anuale.

Pentru râurile aferente bazinului Litoral, ponderea scurgerii medii din luna februarie este de 17,2%, iar în luna iulie, de 9,8%. În noiembrie şi aprilie, ponderile scad la 4,9%, respectiv 5,5%.

În cazul râurilor tributare Dunării, procentajul scurgerii din luna februarie este mai redus (12%), fiind apropiat de cel al lunilor iunie (11,7%) şi iulie (11,4%). În privinţa lunilor cu cele mai reduse ponderi ale scurgerii medii, noiembrie se înscrie cu 5,6%, iar aprilie, cu 7%.

*Scurgerea maximă.* În condiţiile climatice specifice Dobrogei, debitele maxime pot surveni în orice lună. Frecvenţa acestora este însă mai mare în perioada de vară (fiind generate de ploile torenţiale de durate scurte şi intensităţi mari) şi de primăvară (ca urmare a topirii zăpezilor).

Cele mai mari debite maxime produse în Dobrogea au fost înregistrate pe râurile Casimcea (442 $m^3/s$, în septembrie 1968), Topolog (192 $m^3/s$, în octombrie 1981), Teliţa (64 $m^3/s$, în iulie 1975) şi Taiţa (56,6 $m^3/s$, în martie 1985). În cazul celorlalte râuri, debitele maxime înregistrate s-au situat sub 50 $m^3/s$. Debitele maxime cu asigurarea de 1% pot atinge valori cuprinse între 19,2 $m^3/s$ şi 550 $m^3/s$ (tabelul nr. 7).

*Tabelul nr. 7*

**Date privind scurgerea lichidă maximă a principalelor râuri din Dobrogea**

| Râul | Staţia hidrometrică | Perioada | $Q_{max.}$ înregistrat* | | $Q_{max\ p\%}$ ($m^3/s$) | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | $m^3/s$ | Lună/an | 0.1% | 1%* | 2% | 5% | 10% |
| Topolog | Saraiu | 1964-2000 | 192 | X/1981 | 610 | 355 | 279 | 193 | 130 |
| Teliţa | Poşta | 1963-2000 | 64.0 | VII/1975 | 326 | 190 | 149 | 103 | 69.7 |
| Taiţa | Hamcearca | 1962-2000 | 12.2 | IX/1964 | 33.0 | 19.2 | 15.1 | 10.4 | 7.0 |
| Taiţa | Satu Nou | 1955-2000 | 56.6 | III/1985 | 781 | 455 | 358 | 247 | 167 |
| Hamangia | Baia | 1967-2000 | 221 | IX/1976 | 601 | 350 | 275 | 190 | 128 |
| Casimcea | Casimcea | 1959-2000 | 104 | X/1964 | 383 | 223 | 175 | 121 | 81.8 |
| Casimcea | Casian | 1954-2000 | 442 | IX/1968 | 944 | 550 | 432 | 299 | 202 |

* După datele I.N.H.G.A:

$Q_{max\ p\%}$ = Debite maxime anuale cu diferite probabilităţi de depăşire.

Viiturile din Dobrogea sunt de origine predominant pluvială şi au cea mai mare frecvenţă în perioada caldă a anului. Se pot produce însă şi viituri nivale, datorate topirii bruşte a zăpezilor, precum şi viituri mixte, îndeosebi primăvara. Cele pluviale sunt, de regulă, de tip singular, fiind generate de ploi torenţiale. Viiturile mixte, rezultate din combinarea precipitaţiilor lichide cu topirea zăpezilor, sunt de tip compus, cu mai multe unde.

Viiturile produse pe râurile dobrogene se caracterizează prin timpi de creştere reduşi, cuprinşi, în medie, între mai puţin de 2 ore şi 8 ore, iar durata lor totală oscilează între aproximativ 4 ore şi 24 de ore. Timpii reduşi de creştere, viteza ridicată de propagare şi prezenţa „fronturilor" cu înălţimi de până la 1,5-2 m (Ujvári, 1972) determină caracterul distrugător al viiturilor ce antrenează cantităţi bogate de materiale solide. *Selurile*, ce apar pe văile cu scurgere intermitentă, au o concentraţie foarte mare în aluviuni, ceea ce le conferă uneori aspectul unor torenţi noroioşi.

*Scurgerea minimă* se produce, în general, în perioada de vară-toamnă, datorită precipitaţiilor reduse, temperaturilor ridicate şi evapotranspiraţiei intense. Pentru organismele fluviatile din Dobrogea de sud, ce aparţin atât bazinului Dunării, cât şi celui Litoral, este caracteristic fenomenul de secare. El este favorizat aici şi de cauze litologice (larga extindere a suprafeţelor calcaroase şi acoperite cu depozite groase de loess). În această parte a Dobrogei, văile sunt, în marea lor majoritate, seci. Scurgerea are, de multe ori, caracter accidental, fiind semnalată doar de câteva ori pe an, în urma ploilor torenţiale sau topirii zăpezilor. Studiile hidrologice efectuate pe râurile Dobrogea sudică au permis evaluarea coeficientului de secare, ce variază între 0,4 şi 0,6 (*Monografia hidrologică a râurilor şi lacurilor din Dobrogea*, 1968).

În cazul organismelor fluviatile din Dobrogea de nord, scurgerea minimă este caracterizată prin debite foarte scăzute, de ordinul litrilor pe secundă. Fenomenul de secare este rar în acest sector şi are, de regulă, caracter întâmplător şi local. El se produce doar în anii extrem de secetoşi şi pe anumite sectoare ale râurilor sau în cazul organismelor fluviatile de dimensiuni foarte mici.

În concluzie, se poate aprecia că, din punct de vedere al regimului de scurgere, râurile Dobrogei pot fi grupate în două mari categorii: râuri cu scurgere permanentă şi râuri cu scurgere temporară. Râurile cu scurgere permanentă sunt caracteristice Dobrogei de nord şi centrale, în care condiţiile climatice, dar mai ales alcătuirea geologică complexă, asigură caracterul permanent al scurgerii. În această regiune, infiltraţiile sunt mai reduse, iar alimentarea subterană, deşi nu foarte bogată (cu unele excepţii locale), este suficientă şi relativ constantă. Râurile cu scurgere temporară sunt caracteristice Dobrogei de sud, unde substratul calcaros, acoperit în cea mai mare parte de loess, favorizează infiltrarea cu uşurinţă a apelor superficiale şi prezenţa, la suprafaţă, a văilor seci. În schimb, formaţiunile calcaroase, prin golurile şi fisurile pe care le conţin, constituie importante hidrostructuri acvifere în care sunt cantonate rezerve mari de ape subterane.

*Scurgerea de aluviuni* este rezultatul eroziunii directe exercitate de către râuri asupra albiilor, precum şi al eroziunii produse la nivelul versanţilor de către apele din precipitaţii. În condiţiile litologice, morfologice şi climatice specifice Dobrogei, în care râurile rulează cantităţi mici de apă, scurgerea de aluviuni este redusă. Debitele medii anuale de aluviuni în suspensie nu depăşesc

1 kg/s: Teliţa (la Poşta) – 0,067 kg/s; Taiţa (la Satu Nou) – 0,51 kg/s; Slava (la Ceamurlia de Jos) – 0,172 kg/s; Cartal şi Râmnic (la Pantelimonu de Jos ) – 0,197 kg/s, respectiv 0,170 kg/s. Cel mai bogat transport aluvionar în suspensie mediu anual este realizat de râul Casimcea (3,39 kg/s). Debitele specifice de aluviuni în suspensie sunt, de asemenea, reduse. Cele mai mari valori caracterizează bazinul Casimcei, în arealul căruia scurgerea lichidă este mai bogată, iar rata erodabilităţii este mai ridicată, în comparaţie cu partea de nord a Dobrogei. Debitul specific mediu de aluviuni al Casimcei (la Casian) este de 1,82 t/ha.an, iar al principalilor săi afluenţi, Cartal şi Râmnic, de 0,49 t/ha.an, respectiv 0,60 t/ha.an. Rîurile din Dobrogea de nord (Teliţa, Taiţa, Slava) au debite specifice medii de aluviuni în suspensie sub 0,4 t/ha.an.

Cantităţile cele mai mari de material aluvionar sunt transportate în timpul viiturilor, când eroziunea se intensifică atât în albie, cât şi pe versanţi, precipitaţiile torenţiale antrenând materialele solide, slab coezive.

*Regimul termic şi de îngheţ. Regimul termic* al apelor rîurilor dobrogene este influenţat, în principal, de evoluţia temperaturii aerului, care, în condiţiile debitelor mici specifice acestor râuri, este reflectată destul de fidel de către temperatura apei. Studiile efectuate de P. Miţă (1986) asupra temperaturii apei râurilor Topolog (la Saraiu), Taiţa (la Poşta) şi Casimcea (la Casimcea şi Casian) indică faptul că temperatura medie anuală a apei este mai crescută în cazul râurilor ce aparţin bazinului Litoral, în comparaţie cu cele care sunt tributare Dunării. Astfel, în cazul râului Topolog, temperatura medie anuală a apei este de 9$^{o}$C, în timp ce, în cazul râurilor Taiţa şi Casimcea (la Casian) este de 11,6 $^{o}$C, respectiv 12,1 $^{o}$C. Cele mai mari temperaturi medii lunare se înregistrează în iulie, când în bazinul Litoral depăşesc 20 $^{o}$C (21,4 $^{o}$C – Taiţa, 22,3 $^{o}$C – Casimcea, la Casian), iar în cel al Dunării se situează sub 19 $^{o}$C (18,9 $^{o}$C – Topolog). Maximele instantanee ale temperaturii apei s-au produs în luna august: 29,6 $^{o}$C pe Topolog (în 1966), 30,2 $^{o}$C pe Taiţa (în 1967), 31,6 $^{o}$C pe Casimcea, la Casian (1963). În perioada de iarnă, temperatura medie lunară a apei se situează în jurul valorii de 1 $^{o}$C.

În ceea ce priveşte *fenomenele de îngheţ*, acestea se produc, de regulă, în perioada noiembrie-martie şi au o durată medie mai redusă decât în alte regiuni ale ţării, dar cu unele diferenţieri la nivelul Dobrogei. Astfel, pe râurile din partea nordică şi centrală a Dobrogei (Teliţa, Taiţa, Casimcea), durata totală medie a perioadei cu forme de gheaţă este de 30-38 zile, iar în sud-estul Dobrogei (pe râul Albeşti) este de numai 13 zile (P. Miţă, 1986). Durata maximă a acestei perioade oscilează între 47 de zile în sud-est (Albeşti) şi 70-80 de zile în restul teritoriului dobrogean. Podul de gheaţă, cea mai stabilă formă de îngheţ, are o frecvenţă de producere foarte redusă în sudul Dobrogei (12,5% din totalul iernilor cu observaţii[***]), în timp ce în sectorul central şi în cel nordic poate depăşi 90%.

[***] Conform P. Miţă (1986), perioadele directe de observaţii considerată în analizele efectuate a fost 1953-1980 pentru râurile Taiţa şi Casimcea, 1961-1980 pentru râul Teliţa şi 1964-1980 pentru râul Albeşti.

Durata medie de manifestare a acestei formaţiuni oscilează între 5 şi 22 de zile, de regulă, din a treia decadă a lunii decembrie şi prima decadă din ianuarie, până în ultima decadă a lunii ianuarie şi prima din februarie. Durata maximă a podului de gheaţă variază între 10 şi 69 de zile, fiind mai mare în cazul râurilor care drenează partea nord dobrogeană. Grosimea maximă a gheţii atinge valori cuprinse între 8 cm şi 40 cm (grosimile mai reduse sunt caracteristice sud-estului Dobrogei).

*Din punct de vedere hidrochimic*, apele râurilor dobrogene se caracterizează, în general, printr-o mineralizare ridicată (cuprinsă în medie între 500 şi 1000 mg/l) şi duritate sporită (15-45 grade germane) (Ujvári, 1972). Aceste particularităţi sunt legate îndeosebi de depozitele de loess şi de formaţiunile calcaroase cărora li se suprapun bazinele de recepţie ale râurilor. Cele mai mari frecvenţe în conţinutul ionic al apelor le deţin anionul bicarbonic şi cationul de calciu, ceea ce determină încadrarea apelor în clasa celor bicarbonatate calcice. Râul Casimcea prezintă concentraţii mai însemnate de sulfaţi (Pişota, 1993). În apele din vecinătatea litoralului se remarcă ponderi mai ridicate ale clorurilor.

## 5. Lacurile

Dobrogea se caracterizează, din punct de vedere limnologic, printr-un număr mare de lacuri, situate în lunca şi Delta Dunării, pe cursul unor afluenţi tributari Dunării sau Mării Negre şi în golfurile ori intrândurile de pe ţărmul mării.

Dobrogea, cu excepţia Deltei Dunării (3351 kmp), are o suprafaţă de 12219 kmp, pe spaţiul căreia se găsesc 81 de lacuri ce însumează un areal de 1045 kmp. Această regiune, ce include toate bazinele de recepţie tributare Dunării şi Mării Negre – care alimentează totodată şi unităţile lacustre –, are un coeficient al suprafeţei lacustre de 11,7. El rezultă din raportul dintre arealul Dobrogei şi cel al lacurilor ( $K_0 = \frac{12219}{1045} = 11{,}7$ ). Ca urmare, suprafaţa tuturor bazinelor de recepţie este de aproape 12 ori mai mare decât cea a lacurilor dobrogene. De altfel, acest coeficient lacustru este foarte diferenţiat între lacurile litorale ($K_0 = 6{,}1$) şi cele din faţada dunăreană ($K_0 = 43{,}7$).

Lacurile din Dobrogea se află răspândite în părţile externe ale acestei regiuni, unde se delimitează o zonă dunăreană alcătuită din lacuri cu apă dulce şi o zonă litorală, unde lacurile au suprafeţe şi adâncimi mari şi apa salmastră sau sărată.

### *5.1. Lacurile din zona faţadei dunărene*

Lacurile din zona faţadei dunărene sunt grupate, din punct de vedere genetic, în lacuri de luncă şi limanuri fluviatile.

***Lacurile de luncă.*** Se află situate în lunca Dunării, de la localitatea Hârşova şi până la Peninsula Dunăvăţ şi, în continuare, în Delta Dunării. Aceste lacuri

s-au format de-a lungul luncii, unde, sub acţiunea de eroziune şi acumulare a apelor Dunării s-au produs o serie de denivelări şi excavaţiuni, care au fost umplute cu apă prin intermediul gârlelor şi canalelor şi transformate în lacuri de luncă. Cele mai multe dintre ele au un caracter permanent, datorită regimului de alimentare din apele Dunării. Suprafaţa, adâncimea şi volumul lor de apă prezintă însă modificări de la un anotimp la altul. Primăvara şi toamna, când gradul de umiditate zonal este mai ridicat, prezintă un volum de apă excedentar, în schimb, vara, sub influenţa unui indice crescut de ariditate şi a unei evaporaţii intense, suprafaţa lor se reduce, iar în situaţii extreme, unele cuvete lacustre, cu extensiune mică, seacă.

În urma îndiguirilor care au avut loc pe anumite sectoare ale Dunării, mai multe bălţi şi ghioluri au fost desecate (Ciobanul, Rotund, Băltina şi Carcaliu) şi au intrat în circuitul agricol. Singurul lac care n-a fost desecat este ghiolul Hazarlâc (168 ha), ce este alimentat de râul Topolog ($Q_0$ = 0,321 mc/s). În prezent, datorită procesului de colmatare, mare parte din suprafaţa lui este acoperită cu vegetaţie de papură şi trestie.

În faţada nordică a Dunării, unde lunca are o extensiune mai mare, se delimitează mai multe complexe distribuite în trei sectoare.

*Primul sector* lacustru se află între localităţile Garvăn şi Isaccea şi cuprinde lacurile Jijila (1384 ha[****]), Crapina (2940 ha) şi ghiolul Pietrei (400 ha). Ele sunt separate de apele Dunării printr-un grind fluviatil longitudinal, iar alimentarea lor are loc prin Gârla Mare şi Gârla Ciulineţu. Lacul Jijila, împreună cu toate bălţile şi japşele de la marele cot al Dunării (Mocanu, Plosca, Tăbăcel, Lebădaru ş.a.) au fost desecate. S-a reamenajat balta Jijila şi o parte din ghiolul Plosca, alimentate atât de pârâul Jijila, cât şi din apele Dunării, prin Gârla Mare. De asemenea, o importantă rectificare şi adâncire a apelor s-a realizat şi asupra lacului Crapina. Aceste lacuri sunt folosite în scop piscicol.

*Al doilea sector*, şi cel mai important, se desfăşoară între localităţile Niculiţel şi Tulcea şi include un număr de 15 bălţi, ghioluri şi lacuri care ocupă un areal de circa 950 ha şi un volum de aproximativ 8,5 mil. mc. de apă. Cele mai mari sunt lacurile Saun (156 ha, considerat, de unii, liman fluviatil), Rotund (219 ha), Telincea (162 ha), Parcheş (168 ha), Babele (69 ha), Memelgiu (125 ha), Somova I şi II (169 ha) şi lacul Ciuperca (31 ha), situat chiar în oraşul Tulcea.

*Ultimul sector*, dispus între Tulcea şi Peninsula Dunăvăţ, cuprinde complexul lacustru Zaghen-Murighiol care are un luciu de apă de circa 550 ha. Cele mai mari sunt bălţile Zaghen (180 ha), Rotundul Mic şi Rotundul Mare (229 ha), Murighiol I şi II (240 ha ) şi ghiolul Pietrei. Tot în cadrul acestui sector, în Depresiunea Beibugeac, se află trei ghioluri cu apă sărată, situate, probabil, tot pe locul unui braţ părăsit al Dunării. Este vorba de lacul Sărături, lacul Sărat şi lacul Beibugeac, care au o suprafaţă de 90 ha şi o mineralizare de 30 g/l. În verile foarte secetoase, seacă. Un grup asemănător de lacuri îl întâlnim şi în Depresiunea Greci. Aşa este lacul Sărat, care are un regim hidrologic permanent şi lacul Slatina, foarte redus ca suprafaţă şi

---

[****] Datele privind suprafeţele lacurilor corespund *Atlasului Cadastrului Apelor din România*, 1992.

acoperit, în mare parte, cu vegetaţie de sărătură. Considerăm că şi aceste lacuri ocupă spaţiul unui vechi traseu al braţului Măcin.

***Limanurile fluviatile.*** Se află situate în partea vestică a Dobrogei, pe terasa levantină ce se desfăşoară între localităţile Ostrov şi Cernavodă. P. Coteţ (1969) extinde această terasă până în apropiere de oraşul Hârşova. *Geneza lor* este legată de existenţa unor văi dobrogene care s-au adâncit, după unii cercetători (Banu, 1964), în perioada regresiunii dacice, iar după alţii (Gâştescu, 1963), în timpul regresiunii neoeuxinice. În Holocen, apele estuarului dunărean îneacă văile adâncite în perioada de regresiune, le lărgeşte gura de vărsare şi totodată le barează cu aluviunile aduse. Apa acumulată în spatele acestor baraje a dat naştere la limanuri fluviatile. Pe faţada Dunării Vechi s-au format limanurile: Bugeac (Gârliţa – 1774 ha), Iortmac (187 ha), Ceamurlia (50 ha), Oltina (2509 ha) (fig. 2), iezerul Viilor (Beilic – 40 ha), Dunăreni (Mârleanu – 621 ha), Balta Vederoasa şi Lacul Vederoasa (225 ha), Baciu (120 ha), Ţibrin (120 ha), Domneasca (93 ha), Peceneaga (56 ha) şi Cerna-Traian (102 ha).

*Forma lacurilor* diferă în funcţie de extensiunea lor, de configuraţia malurilor care sunt însoţite de faleze şi de lăţimea acestora, ce le dau aspectul unor văi înecate şi alungite. Ele sunt alimentate din afluenţii ce drenează bazinele de recepţie, din izvoare şi chiar din Dunăre. *Adâncimea apelor* variază între 0,4 şi 2 m, fiind influenţată de depunerea unor însemnate cantităţi de mâluri pe fundul cuvetelor lacustre. Grosimea sedimentelor este de câţiva metri. *Gradul de mineralizare a apelor* oscilează între 350 şi 1300 mg/l, iar compoziţia lor chimică se caracterizează prin predominarea anionului bicarbonic (240-590 mg/l) şi printr-o concentraţie mult redusă a cationilor de natriu (38-291 mg/l) şi magneziu (17-43 mg/l). Aşadar, limanurile fluviatile le putem încadra în grupa apelor bicarbonatate, cu o concentraţie moderată de natriu şi magneziu. Apa acestor lacuri este folosită în piscicultură şi, într-o mai mică măsură, la irigarea terenurilor legumicole.

### *5.2. Lacurile din zona litorală*

Se deosebesc de cele cantonate în faţada dunăreană atât prin dimensiunile lor, cât şi prin importanţa economică şi balneară. Această zonă lacustră a intrat în atenţia mai multor cercetători din ţara noastră care s-au ocupat de geneza şi evoluţia lacurilor litorale, precum şi de rolul lor în viaţa economică şi turistică.

Geneza lacurilor este legată de fazele de transgresiune şi regresiune ale apelor Mării Negre, de circulaţia curenţilor marini litorali şi de cantitatea de aluviuni aduse de apele Dunării. C. Brătescu (1928, 1942) este unul dintre primii geografi români care aduce însemnate contribuţii la stabilirea fazelor de evoluţie ale ţărmului Mării Negre şi de formare a lagunelor şi limanurilor marine. Mai târziu, N. Popp (1960), A. Banu (1961, 1964, 1969), P. Coteţ (1966a, 1966b, 1969), M. Bleahu (1962), M. Iancu (1966), P. Gâştescu (1963,

1971) şi Ariadna Breier (1976) s-au ocupat de evoluţia Mării Negre şi a diferitelor faze de retragere şi de înaintare a apelor marine ce au contribuit la modelarea ţărmului şi la geneza lacurilor litorale.

În prima fază, denumită şi „faza Mării Negre Vechi", are loc începutul unei transgresiuni marine, când apele ating un nivel cu 8-10 m mai scăzut decât cel actual. După cum precizează P. Coteţ (1969), în această fază s-a depus un strat gros de sedimente terigene (10-30 m), alcătuite din argile şi mâluri cenuşii. Faza Mării Negre Vechi este continuată cu „ faza Mării Negre Noi", pe care A. Banu (1964) o denumeşte transgresiunea neolitică şi se presupune că s-a produs acum 5000 de ani, când apele marine atingeau un nivel de 4-5 m peste cel actual. În urma acestei transgresiuni, gurile de vărsare ale văilor şi golfurilor joase din zona litorală sunt invadate şi acoperite de apele mării. După această fază, urmează o serie de oscilaţii de nivel ale Mării Negre, iar apele sale încep să scadă, în mod treptat, până ating nivelul actual. Din studiile mai multor istorici şi geografi rezultă că la venirea grecilor în Dobrogea, în secolele VII şi VI î.Hr., atât grindurile marine, cât şi limanurile nu se formaseră. Se presupune că lagunele maritime (Complexul Razim-Sinoie) şi limanurile s-au conturat după venirea grecilor, adică pe parcursul unui mileniu, între secolul VII î.Hr. şi secolul VI d.Hr., pe care M. Bleahu o numeşte „faza histriană". În această fază, vechiul golf Halmyris este barat de cordoane şi grinduri nisipoase, formate din depunerea curenţilor marini litorali şi transformat în actualul complex lacustru Razim (Razelm). Limanurile fluvio-marine au rezultat din anastomozarea gurilor de vărsare ale văilor care debuşeau în Marea Neagră. Cele mai multe şi mai mari se află situate la sud de Capul Midia. Izolarea lor completă sau parţială a dus la suprasărarea apelor (Techirghiol, Tuzla) sau la îndulcirea acestora (Siutghiol, Tăbăcăriei).

Zona lacurilor litorale se desfăşoară de la Braţul Sf. Gheorghe şi până la Vama Veche (graniţa cu Bulgaria), pe o lungime de 195 km. În configuraţia ţărmului marin se remarcă două regiuni sau sectoare distincte, delimitate de Capul Midia. Un ţărm jos, de acumulare, dispus între Capul Midia, spre nord, până la Braţul Sf. Gheorghe şi altul înalt şi cu faleze, spre sud de Capul Midia, până la Vama Veche.

Zona joasă, depresionară, a ţărmului marin este alcătuită dintr-un complex lacustru cu lagune, limanuri fluviatile şi zătoane. Complexul lagunar Razim-Sinoie, situat pe spaţiul marelui golf Halmyris, a continuat să fie barat cu grinduri şi perisipuri şi divizat, în timp, în mai multe compartimente lacustre, şi anume: lagunele Razim (41500 ha), Goloviţa (11870 ha), Zmeica (5460 ha) şi Sinoie (17550 ha), de care se mai leagă lacurile Istria (560 ha), Nuntaşi şi Tuzla (1050 ha). Pe suprafaţa lagunelor se află şi câteva insule calcaroase care reprezintă legătura cu partea continentală a Dobrogei (insulele Popina cu 102 ha şi 47 m altitudine, Grădiştea Mare – 1,5 ha şi 14,5 m altitudine, Bisericuţa – 0,4 ha şi 9 m altitudine şi Istria – 2 ha şi 8,7 m altitudine).

Ţărmul vestic al lacului Razim este întrerupt, de la nord la sud, de câteva văi şi golfuri ce au dat naştere la limanuri fluviatile. Dintre acestea, menţionăm: limanurile Sarinasuf-Calica (460 ha), Agighiol (1070 ha), Sărături şi Cotul (25 ha), Babadag (2370 ha), Zebil (182 ha) şi Toprachioi (55 ha). La ţărmul estic al lagunei Razim, grindurile şi cordoanele nisipoase, ce se formează şi se modifică continuu, au cuprins între ele mai multe zătoane (Leahova Mare, Leahova Mică, Periteaşca, Coşna şi Edighiol cu suprafaţa de 3350 ha).

La sud de Capul Midia, se înşiră mai multe limanuri fluvio maritime şi câteva lagune. De la nord la sud, se desfăşoară lacurile Gargalâc sau Corbu (520 ha), Taşaul (a cărui suprafaţă s-a redus după 1986 ca urmare a realizării canalului Poarta Albă-Năvodari-Midia de la 2335 ha, la 2038 ha), Siutghiol (1900 ha) şi Tăbăcăriei (99 ha). Primele două sunt limanuri despărţite de mare prin perisipuri, iar ultimile alcătuiesc două lagune cu apă dulce. La sud de Constanţa urmează limanul Agigea (25 ha), astăzi secţionat de apele Canalului Dunăre-Marea Neagră. Apoi limanul Techirghiol (1161 ha), alimentat dintr-o reţea hidrografică cu scurgere intermitentă ce drenează un bazin de recepţie de 160 kmp (fig. 2). Prezintă o mare importanţă prin nămolul său terapeutic. Între lacul Techirghiol şi mare, în anul 1969, pe locul a două ochiuri de mare cu apă sărată, a fost amenajat lacul Belona (1 ha). În continuare se află limanul Costineşti (7,06 ha), cu arealul cel mai mic dintre toate lacurile şi limanul Tatlageac (178 ha), cu o formă sinuoasă, despărţit de mare printr-un perisip cu lăţimea de 70 m. Grupa acestor lacuri se încheie cu limanul Mangalia (261 ha) ce ocupă cursul inferior al văii, pe o lungime de 10 km. Are forma unei văi înecate, puternic meandrată şi cu malurile abrupte de natură calcaroasă. În coada lacului Mangalia s-au amenajat două iazuri: Limanu (40 ha) şi Hagieni (52 ha) (fig. 2).

Între limanurile Tatlageac şi Mangalia, se află mlaştina Iezerul Hergheliei (110 ha), aproape în totalitate colmatat, şi fosta mlaştină Comorova, transformată în câteva lacuri de agrement (Neptun – 15,6 ha, Jupiter – 18,2 ha, Tismana – 1,5 ha şi Venus – 1 ha). În partea vestică a acestor lacuri, pe un relief calcaros, s-au format câteva doline şi mai multe excavaţii antropice umplute cu apă (Bonciu, Caraoban, Cuicur-Bostan, cu o suprafaţă totală de 15 ha).

Lacurile litorale se alimentează din afluenţii cu scurgere permanentă ce au bazinele de recepţie dezvoltate în partea nordică. Este vorba de râurile Taiţa şi Teliţa, care se varsă în lacul Babadag, Slava şi Hamangia, ce debuşează în lacurile Geamurlia, respectiv Goloviţa, şi micile pâraie: Săruri, Istria, Nuntaşi şi Săcele ce aduc o cantitate mică de apă dulce în lacurile Sinoie, Istriţa, Nuntaşi şi Tuzla. Bazinele hidrografice situate la sud de Capul Midia au afluenţi, în cea mai mare parte, cu scurgere temporară. Numai râurile Casimcea şi Corbul au apă permanentă şi alimentează lacurile Taşaul şi Gargalâc. Aşadar, zona litorală a Mării Negre este alimentată de mai mulţi afluenţi cu scurgere permanentă ori temporară, ce drenează un spaţiu bazinal total de 5620 kmp. Toate râurile cu scurgere permanentă contribuie, la alimentarea lacurilor, cu un debit mediu anual de cca. 1,5 mc/s. La aceasta se adaugă şi debitul din izvoare ce alimentează lacurile Taşaul, Siutghiol, Tatlageac şi Mangalia.

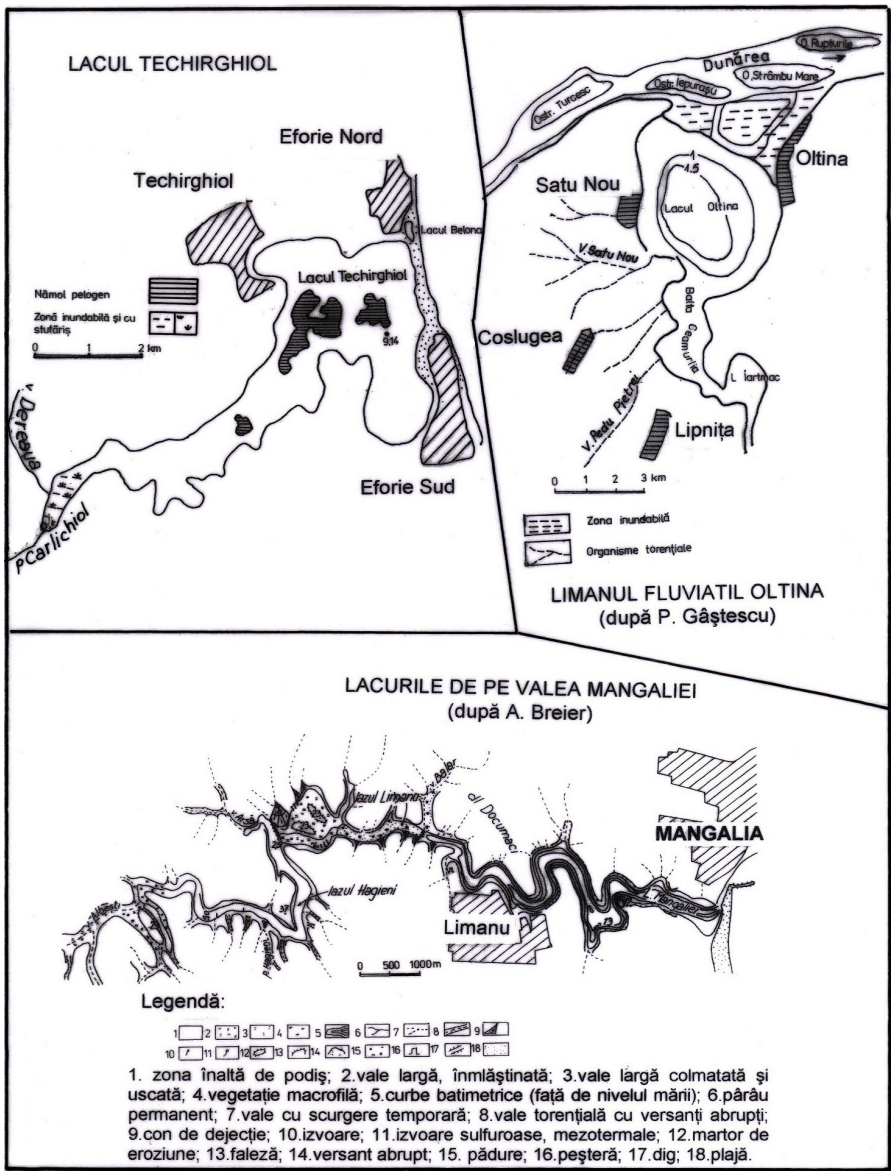



*Fig. 2.* Lacurile Techirghiol, Oltina şi Mangalia din Dobrogea

*Temperatura* apelor lacustre este influenţată de condiţiile climatice locale şi de sursele de alimentare. Din observaţiile făcute la mai multe lacuri (la staţiile hidrometrice funcţionale), rezultă că temperatura lor medie anuală, la suprafaţa apei, este de 10,8°C (Razim şi Agigea), 10,9°C (Babadag), 11,9°C (Taşaul), 12,1°C (Siutghiol) şi 12,8°C (Techirghiol). În verile foarte călduroase, apele înregistrează temperaturi maxime cuprinse între 27,4°C, în lacul Gargalâc, şi 36°C, în lacul Razim. Iarna, apar fenomene de îngheţ, începând din a doua şi a treia decadă a lunii decembrie. Podul de gheaţă se semnalează numai în iernile geroase şi are o durată de 45 zile pe lacul Razim şi 36 zile pe lacurile Taşaul şi Siutghiol. În iernile mai blânde, se formează, de regulă, gheaţă la mal şi, mai rar, sloiuri. Acestea se pot menţine între 4 şi 18 zile.

*Transparenţa şi culoarea* apelor depind de materialele aflate în suspensie, de microorganismele din lac şi de gradul de pătrundere a razelor luminoase. Cum adâncimea lacurilor este mică (excepţii Siutghiol – 17 m, Techirghiol – 9,14 m), transparenţa lor, în condiţiile unei ape liniştite, oscilează între 0,4 m şi 0,9m. Pe lacul Razim s-a observat o transparenţă de 1,7 m (iulie 1964). Culoarea lacurilor este, în general, albăstruie, pentru cele cu apa sărată şi salmastră (Techirghiol), şi galben-verzuie, la cele cu apă dulce (Razim).

*Gradul de mineralizare* al apelor prezintă mari variaţii de la un lac la altul: 482 mg/l (lacul Razim), 769 mg/l (lacul Siutghiol), 1267 mg/l (lacul Taşaul), 5193 mg/l (lacul Sinoie), 8280 mg/l (lacul Nuntaşi), 58657 mg/l (lacul Tuzla) şi 84713 mg/l (lacul Techirghiol). După concentraţia constituenţilor ionici, cele mai multe lacuri sunt cloro-sodice magneziene (Babadag, Sinoie, Tuzla, Mangalia, Techirghiol) şi numai câteva aparţin de grupa lacurilor bicarbonatate sodice magneziene (Siutghiol şi Razim).

*Sedimentarea* lacurilor se produce odată cu alimentarea lor, prin intermediul afluenţilor, apelor de şiroire, valurilor şi izvoarelor, când sunt aduse diferite materiale cu granulometrie variată. În zona de cea mai mare adâncime se depun particule mici şi fine, care, cu timpul, se transformă în mâluri. Aceste mâluri sunt alcătuite din substanţe organice şi substanţe minerale care, în urma unor procese hidrobiologice, devin nămoluri pelogene. De exemplu, lacurile Techirghiol, Tuzla, şi Nuntaşi prezintă întinse suprafeţe cu nămoluri fine şi unsuroase. Lacul Techirghiol (fig. 2.C) are o suprafaţă de 98,6 ha şi trei locuri cu nămol terapeutic. Acest nămol are aspect gelatinos şi gras la pipăit. Culoarea lui este măslinie-cenuşie, iar uneori, neagră, cu nuanţe verzui. Grosimea stratului cu nămol pelogen variază între 0,6m şi un metru.

*Viaţa din apa lacurilor* se dezvoltă sub influenţa pe care o exercită salinitatea apelor, regimul termic şi de îngheţ, lumina şi substanţele nutritive. În funcţie de aceşti factori fizico-chimici este influenţată atât viaţa vegetală, cât şi cea faunistică. În complexul lacustru Razim-Sinoie, în lacurile Babadag, Zebil, şi Toprachioi, în golfuri şi în zona de vărsare a afluenţilor cresc asociaţii de plante emerse (rogozuri, stufărişuri şi păpurişuri) şi plante submerse (brădiş,

broscariţă, alge). Aceste specii de plante se întâlnesc şi în celelalte lacuri, pe suprafeţele colmatate şi în micile golfuri adăpostite (Siutghiol, Gargalâc, Tăbăcăriei, Tatlageac, Costineşti). În lacul Techirghiol şi lacul Tuzla, care sunt suprasărate, se întâlnesc alge (*Cladofora*) însoţite şi de crustaceul *Artemia salina*. Fauna lacustră este alcătuită din specii de origine marină, care au rezistat şi după izolarea golfurilor de mare (molusca *Dreissensea*, meduza *Thaumanthias*, crustaceul *Evadne*), şi de origine lacustră, formată din specii de peşti. În lacurile din zona nordică (Razim-Sinoie), care continuă să fie îndulcite din apele Dunării, se întâlnesc specii de crap, biban, babuşcă, ştiucă, somn, şalău, lin, caracudă ş.a. De asemenea, migrează pentru reproducere nisetrul, morunul, scrumbia de Dunăre, gingirica şi unele specii de chefali.

### *5.3. Lacurile antropice*

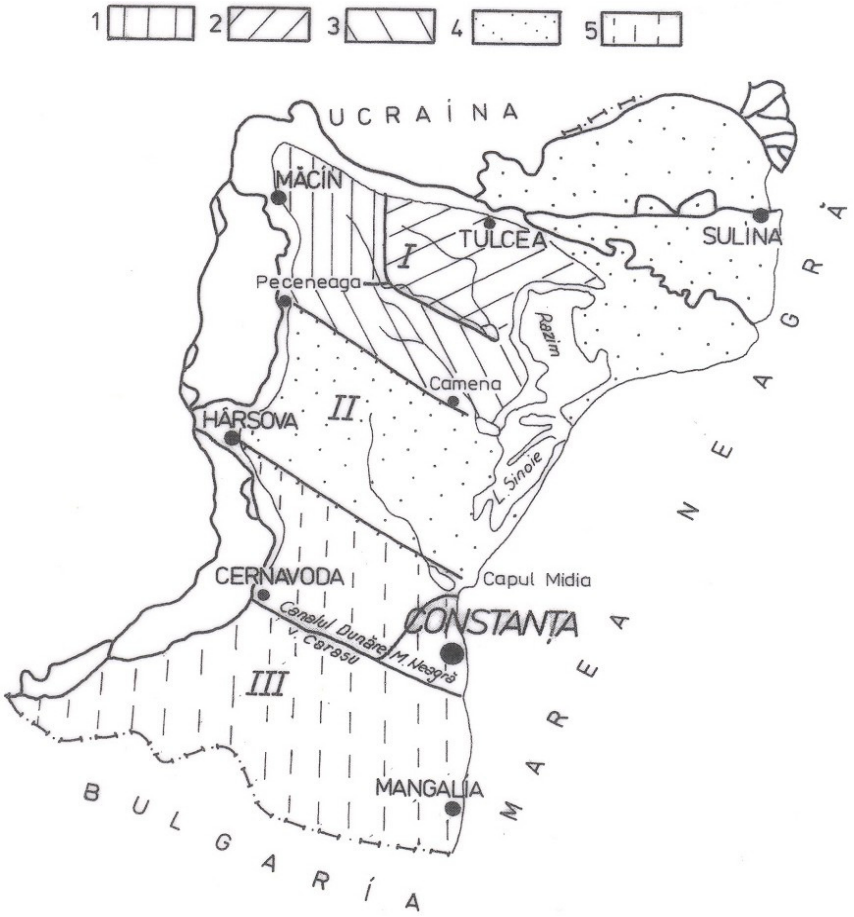
În Dobrogea se află câteva iazuri folosite pentru pisciculturǎ (Limanu şi Hagieni de pe valea Albeşti), irigarea unor suprafeţe legumicole (Plopeni şi Negreşti de pe valea Urluia, Horia de pe râul Taiţa şi Greci, de pe pârâul Greci) şi pentru necesităţi gospodăreşti (Atmagea, pe râul cu acelaşi nume). Mai multe acumulări, cu caracter atât permanent, cât şi nepermanent, au fost amenajate pe unii din foştii afluenţi ai râului Carasu: Valea Cişmelei, Valea Plantaţiei (Mircea Vodă I şi Mircea Vodă II), Medgidia, Agicabul (Cuza Vodă I şi Cuza Vodă II), Nazarcea, Cocoş, Valea Adâncă. Ele sunt utilizate în scopuri piscicole şi pentru irigaţii.

## 6. Apele subterane şi izvoarele minerale

Dobrogea, datorită climatului său continental de nuanţă semiaridă, unde gradul de umiditate se caracterizează prin precipitaţii anuale foarte reduse, prezintă, după cum am precizat, o reţea de ape curgătoare cu o densitate mică şi cu un regim de scurgere intermitent, cu excepţia organismelor fluviatile din zona nordică. În asemenea condiţii hidroclimatice, Dobrogea a fost considerată ca o regiune deficitară pentru consumul necesar de apă potabilă. Singura sursă care poate să compenseze acest deficit o constituie numai apa subterană. Pentru aceasta, încă din secolul trecut, numeroşi geologi şi geografi ca Gh. Macovei (1912), I. Atanasiu (1940), R. Ciocârdel şi E. Pache Protopopescu (1955), C. Brătescu (1942) au contribuit, prin studiile lor, la punerea în valoare a unor structuri acvifere subterane, foarte importante pentru alimentarea cu apă a aşezărilor din zona litorală.

Dobrogea, prin constituţia ei geologică, se împarte în trei mari unităţi geografice: Dobrogea de Nord, Dobrogea Centrală şi Dobrogea de Sud. Apele subterane din cadrul acestor trei mari unităţi se caracterizează prin existenţa unor structuri acvifere freatice şi de adâncime, purtătoare de rezerve de apă potabilă.

În ***Dobrogea de Nord***, în funcţie de constituţia litologică a reliefului, se delimitează două mari subunităţi de răspândire a apelor subterane: una care cuprinde Munţii Măcinului, Dealurile Niculiţel şi ale Tulcei şi Podişul Babadag şi alta care include luncile văilor, precum şi depresiunile interne şi marginale ale acestor subunităţi dobrogene (fig. 3).




(Prelucrată după I. Atanasiu şi R. Ciocârdel, cu modificări)
**I. Dobrogea de Nord.** 1. Munţii Măcin; 2. Dealurile Tulcei şi Niculiţelului; 3. Podişul Babadag (cu şisturi cristaline, calcare jurasice şi calcare cretacice); **II. Dobrogea Centrală.** 4. Cu şisturi verzi**;** **III. Dobrogea de Sud.** 5. Cu calcare jurasice, cretacice şi depozite terţiare.

*Fig. 3.* Dobrogea (cu tectonica principalelor unităţi geografice purtătoare de ape subterane)

Munţii Măcinului şi formaţiunile deluroase şi de podiş sunt alcătuite din şisturi cristaline, şisturi argiloase, granite, calcare, marno-calcare triasice, diabaze, gresii jurasice şi calcare cretacice. În aceste structuri geologice nu se pot întâlni straturi acvifere. Aici, apele meteorice circulă doar prin fisuri, diaclaze şi golurile dintre rocile cimentate. Ele pot să apară sub formă de izvoare, cu debite bogate, din rocile calcaroase. Aşa este izvorul Bogza, din apropierea oraşului Tulcea, cu un debit de 55 l/s, şi izvorul de la geamia din oraşul Babadag, cu 4-5 l/s. R. Ciocârdel şi E. Protopopescu-Pache (1955) menţionează un izvor cu zeci de litri de apă ce alimentează râul Slava, înainte de confluenţa cu pârâul Ciucurova.

Hidrostructurile freatice cu aria cea mai răspândită şi cu nivelul piezometric situat între 5 şi 20 m adâncime se află în depresiunile interne şi marginale ale Dobrogei de Nord (Măcin, Greci, Cerna, Horia, Nalbant, Ceamurlia), precum şi în Câmpia complexului lagunar Razim. Stratul acvifer freatic din aceste depresiuni, în cele mai multe cazuri, se dezvoltă la baza loessurilor. În luncile râurilor Taiţa, Teliţa, Slava, Aiorman (Peceneaga), Tabana se întâlnesc depozite aluviale unde cantonează strate acvifere freatice şi din care iau naştere izvoare cu debite mici de apă (1-3 l/s). De asemenea, la baza versanţilor, în depozitele deluvio-proluviale depuse de organismele torenţiale, se formează straturi acvifere de unde apar izvoare cu debit mare de apă (5-6 l/s). În câmpia litorală a complexului lagunar şi în Depresiunea Ceamurlia, acoperite cu un strat gros de loess aşternut peste argile loessoide şi calcar alb, iau naştere straturi acvifere de adâncime, de unde aflorează la baza loessului izvoare cu debit mic de apă (0,5-1 l/s ). După conţinutul lor chimic, unele izvoare sunt bicarbonatate calcice şi au apa potabilă (Bogza, Babadag, Mihai Bravu), altele sunt clorurat-sulfatate şi sunt nepotabile (Trestinic, Mihai Kogălniceanu etc.).

***Dobrogea Centrală***, care se desfăşoară de la linia tectonică Peceneaga-Camena, în partea de nord, şi până la linia ce leagă localitatea Hârşova de capul Midia, se caracterizează prin răspândirea largă a şisturilor verzi. Ele sunt impermeabile şi nu pot înmagazina apa. Acolo unde aceste roci sunt acoperite cu o pătură groasă de loess, la baza acesteia, se formează straturi acvifere cu apă nepotabilă datorită mineralizării foarte mari cu sulfaţi (peste 1400 mg/l). Tot în această unitate a Dobrogei, de-a lungul văii Casimcea, între localitatea Cheia şi lacul Taşaul, se întinde o bandă de calcare jurasice, unde apa circulă numai prin goluri şi fisuri. Din aceste calcare se formează un puternic izvor, în apropiere de satul Piatra, denumit „Izvorul Turcului”.

***Dobrogea de Sud*** este situată în partea meridională a sectorului format din şisturile verzi, adică, între linia ce leagă oraşul Hârşova de capul Midia, în nord, şi graniţa cu Bulgaria, în sud. Şi această unitate a Dobrogei, în funcţie de litologia reliefului, se subdivide în două subunităţi: una la nord de valea Carasu şi alta la sud de ea.

• ***Subunitatea aflată la nord de valea Carasu*** prezintă o largă dezvoltare a calcarelor jurasice. Ca şi calcarele din Dobrogea de Nord, şi acestea au fisuri,

diaclaze, fracturi şi goluri, încât apa meteorică care pătrunde prin ele are o circulaţie neregulată. Din numeroasele sondaje care s-au făcut în această zonă, au fost puse în evidenţă straturi acvifere bogate ce alimentează oraşul Constanţa şi staţiunile înconjurătoare. Încă din 1898 a fost realizată „**Captarea Caragea-Dermen**", situată la 8 km de Constanţa, unde, prin trei puţuri s-a obţinut un debit de 104 l/s. Numărul forajelor a crescut an de an, astfel încât, în 1970, s-a ajuns la un debit de 1158 l/s. Cantitatea aceasta mare de apă provine din două straturi acvifere: unul freatic, din nisipurile apţiene, alimentat din ploi, şi altul captiv, din calcarele jurasice. Acest ultim strat acvifer se presupune că este alimentat, în cea mai mare parte, din apele Dunării. Importante structuri acvifere se întâlnesc şi în depozitele cuaternare situate pe fosta vale Carasu şi pe principalii ei afluenţi. Ele sunt exploatate la Poarta Albă, Basarabi, Valu lui Traian, unde se obţine o apă cu duritatea mare (15 grade germane), dar totuşi folosită de populaţie.

• ***Subunitatea situată la sud de valea Carasu*** cuprinde o mare suprafaţă cu depozitele mezozoice alcătuite din calcare sarmaţiene şi cretacice şi din depozite pliocene şi cuaternare. Straturile acvifere din aceste formaţiuni geologice se alimentează din apele meteorice şi din condensarea vaporilor. În funcţie de grosimea depozitelor şi de calitatea apelor, în această subunitate, se delimitează cinci zone hidrochimice în regim natural:

*1. Zona litorală a Mării Negre*, care cuprinde straturile acvifere freatice cantonate în loess, în calcare sarmatice şi în nisipurile cordoanelor litorale. Conţinutul lor chimic este dominat de ionii de clor, iod şi magneziu. Apele sunt dure şi nepotabile.

*2. Zona prelitorală* include straturi acvifere situate tot în loess şi, parţial, în calcare sarmatice. Apele sunt bogate în ioni de clor şi calciu, fapt ce face să fie nepotabile.

*3. Zona centrală a Dobrogei de Sud* cuprinde două regiuni: una, situată la sud de valea Carasu, şi a doua, în regiunea semiendoreică Mereni, Negru Vodă, Tătaru, Amzacea. În prima regiune, se află straturi acvifere freatice cantonate în depozite loessoide sau în faciesurile calcaroase ale cretacicului şi eocenului, iar în a doua, se întâlnesc hidrostructuri subterane dezvoltate în calcare sarmaţiene, la adâncimi mai mari de 40 m.

*4. Zona sud-vestică a Dobrogei de Sud* prezintă straturi acvifere freatice situate în calcare şi gresii cretacice sau în depozite detritice neogene. Apele sunt bicarbonatate potabile.

*5. Zona inundabilă a Dunării şi limanurile fluviatile* formează un compartiment unde se află straturi acvifere freatice cantonate în depozite aluvionare recente şi în cele deluvio-proluviale. Apele sunt, de asemenea, bicarbonatate potabile.

**Izvoarele minerale.** În Dobrogea de Sud, pe lângă structurile acvifere subterane din care se formează izvoarele cu ape normale reci, există şi formaţiuni geologice în care apa circulă până la mari adâncimi şi ies la suprafaţă sub formă de izvoare termo-minerale de natură sulfuroasă. Unele sunt situate în relieful carstic dintre lacurile Tatlageac şi Mangalia. De exemplu, apare o serie de izvoare în zona lacului Mangalia, cu temperaturi de 22-23°C şi bogate în $H_2S$. Altele se întâlnesc în faţada dunăreană a Dobrogei, între localităţile Capidava şi

Hârşova. Aceste izvoare sunt hipotermale, sulfuroase şi provin din calcarele jurasice. Apar la Capidava (22°C), Ghindăreşti (21°C), Topalu (26°C) şi Hârşova (23°C). Pe Ostrovul Gâsca, aflat în albia Dunării, vizavi de oraşul Hârşova, în nisipurile lui fluviatile, s-a format un izvor hipertermal de 38°C, iar la adâncimea de 82 m există un strat acvifer unde temperatura apei este de 52°C.

Exploatarea tot mai frecventă a surselor de apă din formaţiunile geologice de adâncime, cu calităţi superioare, acţiune întreprinsă încă din deceniile trecute ale secolului al XX-lea, va asigura necesităţile de apă mereu crescânde ale populaţiei urbane şi a sectorului industrial şi agricol din Dobrogea.

## LES EAUX DE LA DOBROUDJA

*Résumé*

Ce travail porte sur les particularités des unités aquatiques de la région de Dobroudja. Après un court historique des recherches concernant les eaux de la Dobroudja, on présente d'abord le Danube qui constitue la limite ouest et nord de la région. L'analyse met en évidence les particularités morphologiques et morphométriques des 2 secteurs: Călăraşi-Brăila et Brăila-Ceatalul Chiliei (ou Ceatal Izmail), ainsi que les particularités hydrologiques du fleuve (régime d'écoulement liquide et d'alluvions en suspensions, températures, phénomènes d'hiver, propriétés chimiques). Une partie importante du travail porte sur la présentation des rivières de la Dobroudja dont caractéristiques reflètent bien les conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques de cette région. Ainsi, le réseau hydrographique a une densité réduite (0,1-0,2 km/km$^2$), englobant des rivières courtes (dont longueurs dépasse seulement dans trois cas 50 km) avec des débits faibles (inférieurs a 1 m$^3$/s) et régime d'écoulement torrentiel. De nombreux lacs sont parsemés le longue du Danube et du littoral. Comme origine, il y a plusieurs types: lacs formés dans les dépressions situées dans le lit majeur du Danube, limans fluviatiles, limans fluvio-maritimes, lagunes, lacs anthropiques. Les eaux souterraines sont représentées par des nappes phréatiques et de profondeur constituant des ressources importantes pour l'alimentation en eau potable. Les plus importantes hydrostructures sont les calcaires jurassiques, crétaciques et sarmatiens de la partie sud de la Dobroudja. Dans la partie méridionale de la Dobroudja il y a des sources thermales sulfuriques.

## BIBLIOGRAFIE

ATANASIU, I. (1940), „Privire generală asupra geologiei Dobrogei", *Lucr. Soc. Geogr. „D. Cantemir"*, vol. III, Iaşi.

AVRAMESCU, E. (1968), „Resurse de ape subterane exploatate în zona lacului Siutghiol", *St. hidro-geol.*, C.S.A. – I.S.C.H., VI.

AVRAMESCU, E. (1973), „Ipoteze privind circulaţia apelor subterane în Dobrogea de sud", *St. hidro-geol.*, I.M.H., XI.

BANU, A. C. (1961), „Observaţii şi măsurători asupra oscilaţiilor de nivel actuale şi seculare ale Mării Negre la ţărmul românesc", *Hidrobiologia*, vol. II.

BANU, A.C. (1964), „Date asupra unei transgresiuni de vârstă istorică în bazinul Mării Negre şi al Dunării inferioare”, *Hidrobiologia*, V.

BANU, A.C. (1966), „Asupra genezei şi vârstei limanelor fluviatile de pe cursul inferior al Dunării şi afluenţilor săi”, *Hidrobiologia*, 7.

BASARABEANU, N. (1970), „Torenţii şi selurile din Dobrogea”, *Analele Univ. Bucureşti*, Seria Geografie.

BASARABEANU, N., IANA, S., MARIN, I. (1978), „Relieful carstic din Dobrogea”, *Analele Univ. din Bucureşti*, Seria Geografie.

BLEAHU, M. (1962), „Observaţii asupra evoluţiei zonei Histria în ultimele trei milenii”, *St. cerc. geol., geofiz., geogr.*, Seria geografie, IX.

BONDAR, C. (1965a), „Caracteristicile elementelor valurilor pe lacurile de pe litoralul R.S.R.”, *Studii de hidrologie*, IX, 1.

BONDAR, C. (1965b), „Observaţii asupra salinităţii în complexul lacustru Razelm-Sinoie”, *Studii de hidrologie*, IX, 1.

BRĂILEANU, AL. (1938), „Lacul Razim. Geneza şi evoluţia lui”, *Bul. S.R.G.*, LVII.

BRĂTESCU, C. (1915), „Lacul Mangalia”, *Bul. S.R.G.*, XXXVI.

BRĂTESCU, C. (1922), „Lacul Taşaul (note dintr-o călătorie)”, *Anal. Dobr.*, III, 4.

BRĂTESCU, C. (1928), „Pământul Dobrogei”, *Anal. Dobrogei*, IX, 1.

BRĂTESCU, C. (1942), „Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinul Mării Negre în cuaternar”, *Bul. Soc. Reg.de Geogr.*, LXI, Bucureşti.

BREIER, A. (1972), „Resursele de apă ale Dobrogei şi folosirea lor”, *St. cerc. geogr. aplic. Dobr.*, Constanţa.

BREIER, A. (1976), *Lacurile de pe ţărmul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*, Edit. Acad., Bucureşti.

CIOCÂRDEL, R., PROTOPOPESCU-PACHE, E. (1955), „Consideraţii hidrogeologice asupra Dobrogei”, Inst. Geol. Rom., *St. tehn. econ.*, E, 3, Bucureşti.

COTEŢ, P. (1966a), „Ţărmul Mării Negre şi evoluţia lui în timpuri istorice (cu privire specială asupra regiunii Istria)”, *Histria*, 2.

COTEŢ, P. (1966b), „Litoralul Mării Negre între Eforie şi Costineşti (cu privire specială asupra lacului Techirghiol)”, *Hidrobiologia*, 7.

COTEŢ, P. (1969), „Dobrogea de sud – geneză şi evoluţie”, *Studii geografice asupra Dobrogei, Lucrările primului simpozion de geografie a Dobrogei*, Constanţa.

GÂŞTESCU, P. (1963), *Lacurile din R.P.R. – geneză şi regim hidrologic*, Edit. Acad. R.P.R. Bucureşti.

GÂŞTESCU, P. (1969), „Lacurile din Dobrogea”, *St. geogr. as. Dobrogei*.

GÂŞTESCU, P. (1971), *Lacurile din România*, Edit. Acad. R.S.R., Bucureşti.

GHADA, J. S. (1988), *Apele de suprafaţă din Dobrogea de Nord. Studiu de hidrologie*, Rezum. tezei de doctorat, Bucureşti.

GHINEA, D. (1996), *Enciclopedia geografică a României*, Vol. I, Ed. Enciclopedică,

IANCU, M. (1966), „Consideraţii fizico-geografice asupra Dobrogei maritime”, *Dobrogea maritimă, S.S.N.G., Bibl. Geogr.*, 4.

IELENICZ, M. (1999), *Dealurile şi podişurile României*, Ed. Fundaţiei „România de Mâine”, Bucureşti.

MACOVEI, GH. (1912), „Hidrologia subterană a Dobrogei de Sud”, *Rev. şt. „V. Adamachi”*, 3.

MIHĂILESCU, V. (1928), „Regiunea Techirghiol”, *An. Dobr.*, VII.

MIHĂILESCU, V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

MIŢĂ, P. (1986), „Temperatura apei şi fenomenele de îngheţ pe cursurile de apă din România”, *St. şi cerc. hidrol.*, 54, I.M.H., Bucureşti.

MUTIHAC, V., IONESI, L. (1974), *Geologia României*, Ed. Tehnică, Bucureşti.

NICOLAE, T. (1969), „Consideraţii asupra regimului hidrologic al lacurilor de pe litoralul românesc al Mării Negre”, *Hidrot. Gosp. Ape., meteor.*, 14, 4.

NICOLAE, T. (1970), „Bilanţul hidric al complexului Siutghiol-Taşaul”, *Lucr. colocv. limnol. fiz.*, Inst. Geogr.

PASCU, R. (1910), „Cercetări preliminare asupra Lacului Techirghiol”, *An. Inst. Geol.*, IV, fasc. 1.

PIŞOTA, I., TRUFAŞ, V. (1971), *Hidrologia R. S. România. Lacurile României*, Vol. II, C.M.B.

PIŞOTA, I., MOISSIU, C. (1972), „Observaţii hidrologice asupra apelor fereatice din Dobrogea de sud", *Stud. şi cercet. de geogr. aplicată a Dobrogei*, Constanţa.

PIŞOTA, I. DINU, I. (1986), „Hidrografia Dobrogei de Nord", *An. Universităţii Bucureşti*, Seria Geografie, XXXV.

PIŞOTA, I. DINU, I. (1988), „Râul Topolog. Observaţii hidrologice", *An. Universităţii Bucureşti*, Seria Geografie, XXXVII.

PIŞOTA, I. (1993), „Câteva observaţii hidrologice asupra râului Casimcea", *An. Universităţii Bucureşti*, Seria Geografie, XLII.

PIŞOTA, I., ZAHARIA, L. (2001), *Hidrologie*, Ed. Universităţii din Bucureşti.

POPESCU-VOITEŞTI, I. (1933), „Mangalia. Situaţia sa geologică şi originea izvoarelor sale sulfuroase", *Anal. Dobrog.*, XIII – XIV.

POPOVICI, I., GRIGORE, M., VELCEA, I. (1984), *Podişul Dobrogei şi Delta Dunării*, Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti.

POPP, N. (1960), „Foraje la Razelm. Interpretarea geomorfologică şi hidrogeologică", *Met., hidrol., gosp. apelor*, V, 3.

POPP, N. (1985), *Fluviul Dunărea*, Ed. Şt. şi Enciclop., Bucureşti.

RĂDULESCU, I. (1960), „Limanul maritim Tatlageac", *St. cerc. geol., geofiz., geogr.*, Seria Geografie, VII.

ŞERBAN, P., GĂLIE-ŞERBAN, A., BUŢĂ, C. (2006), „Analiza viiturii produsă pe Dunăre în perioada aprilie-mai 2006", *Hidrotehnica*, vol. 51, nr. 5, Bucureşti.

ŢIGĂU, G., CHIRIACESCU, V. (1965), „Amenajarea complexă a lacurilor litorale Tăbăcărie, Siutghiol, Taşaul, Gargalâc", *Studii de hidrauluică*, IX.

UJVÁRI, I. (1972), *Geografia apelor României*, Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.

VIDRAŞCU, I. G. (1915), *Lunca Dunării şi regimul apelor ei*, *Bul. S.R.G.*, XXXVI.

VIDRAŞCU, P. I. (1929), *Valorificarea lacurilor Taşaul şi Gargalâc*.

* * * (1963), *Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică,* C.S.A. – I.S.C.H.

* * * (1967), *Dunărea între Baziaş şi Ceatal Izmail. Monografie hidrologică,* C.S.A. – I.S.C.H.

* * * (1968), *Monografia hidrologică a râurilor şi lacurilor din Dobrogea*, *St. hidrol.*, XXIII, C.S.A. – I.S.C.H.

* * * (1969), *Geografia Văii Dunării româneşti,* Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

* * * (1983), *Geografia României. Geografie fizică*, vol. I, Ed. Academiei, Bucureşti.

* * * (1992), *Atlasul Cadastrului apelor din România*, vol.I, AQUAPROIECT, Bucureşti.

* * * (1998), *Inventarierea şi situaţia actuală a digurilor pe Dunăre aval de Călăraşi până la Tulcea*, Raport tehnic, ISIF, Bucureşti.

* * * (1998), *Determinarea gradului de vulnerabilitate a lucrărilor de apărare împotriva inundaţiilor pe Dunăre, aval de Călăraşi*, I.C.I.M., Bucureşti.