

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA E

Hidrogeologie

Nr. 5

STUDII DE GEOLOGIE A CUATERNARULUI
ȘI DE HIDROGEOLOGIE ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ
ȘI ÎN ȚINUTURILE ÎNVECINATE

BUCUREŞTI
1961



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
C O M I T E T U L G E O L O G I C
I N S T I T U T U L G E O L O G I C
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA E

Hidrogeologie

Nr. 5

STUDII DE GEOLOGIE A CUATERNARULUI
ȘI DE HIDROGEOLOGIE ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ
ȘI ÎN ȚINUTURILE ÎNVECINATE

B U C U R E Ș T I
1961



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

C U P R I N S U L

Pag.

1. LITEANU E. Cercetări geologice și hidrogeologice în Cîmpia romină de NE	5
2. LITEANU E. Aspectele generale ale stratigrafiei Pleistocenului și geneticei reliefului din Cîmpia romină	41
3. LITEANU E. Despre limita Cuaternar/Terțiар din Depresiunea valahă	65
4. LITEANU E. și PRICĂJAN A. Citeva date asupra provenienței ionilor «brom» și «iod» din lacurile sărate ale Cîmpiei romîne orientale	107
5. PRICĂJAN A. Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița	115
6. BANDRABUR T. Cercetări hidrogeologice pe interfluviul Ialomița—Mostiștea—Dunăre	141
7. VASILESCU GH. Studii hidrogeologice în zona Dumbrava Roșie (raion Piatra Neamț)	165
8. LITEANU E., PRICĂJAN A., BANDRABUR T., VASILESCU G., MARTINIUC C., GAVRILESCU L., GHEORGHE AL., CĂLDĂRIN D., VINTILESCU I. și NIMIGEANU G. Studiu hidrogeologic privind Oltenia de SE	177
9. ZARUBA Q. Importanța anticlinialelor de vale la fundarea construcțiilor	217





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI HIDROGEOLOGICE ÎN CÎMPIA ROMÎNĂ DE NE

DE
E. LITEANU

În campania de teren a anului 1951 am efectuat o serie de cercetări în partea de NE a Cîmpiei romîne, în scopul de a întocmi o hartă geologică și hidrogeologică a regiunii cercetate. Cartările au fost înscrise pe 14 planuri topografice scara 1:20.000, înglobînd o suprafață totală de 2100 km². Prezenta lucrare a fost completată cu unele date reiesește din lucrările de foraj executate în regiune pînă în anul 1956.

Regiunea studiată este așezată în regiunile administrative Galați și Ploiești, fiind traversată în diagonală de rîul Buzău, pe direcție SW—NE, de la Mosești pînă aproape de vărsarea în Siret. Spre sud, regiunea studiată se întinde pînă la clina cîmpiei spre Călmățui, spre est pînă la meridianul care trece prin valea Iencii și satul Latinu, spre nord pînă aproape de o linie care ar unea localitățile Măicănești cu Bogza, iar la vest pînă dincolo de meridianul care trece prin localitățile Voentinu, Galbenu, Rosetti.

Regiunile de cîmpie care au intrat în cadrul cercetărilor noastre sunt: cîmpia Rîmnicului, cîmpia Brăilei și lunca Siretului, precum și cursurile inferioare ale rîurilor Rîmnicul Sărat și Buzău.

Studiul acestor regiuni a fost prezentat în cele două capitole ale lucrării de față: I. Geologia regiunii; II. Hidrogeologia regiunii.

I. GEOLOGIA REGIUNII

Considerații generale. La alcătuirea fundamentului cîmpiei nord-estice iau parte depozite cuaternare care ating grosimi însemnate.

Întrucît aflorimentele din regiunea cercetată pun la zi numai depozite cuaternare tinere, stabilirea caracterului structural al cîmpiei nord-estice a



Institutul Geologic al României

trebuit să fie privită sub aspectul unor corelații între geologia regiunilor care alcătuiesc rama acestuia și particularitățile ei geomorfologice.

Din acest punct de vedere se poate afirma că ținutul studiat reprezintă terminația perisinclinală estică a bazinului cuaternar al Cîmpiei române, sub care se constată că se afundă Pliocenul din Subcarpații de curbură și din Podișul moldovenesc, precum și formațiunile paleozoice și mesozoice din Dobrogea de N. Din aspectele geomorfologice ale regiunii a reieșit net existența unor numeroase zone depresionare, care lasă să se presupună că în Cuaternar pe întregul teritoriu al Cîmpiei nord-estice s-au manifestat cu certitudine procese de subsidiență.

Rezultatele forajului executat la Balta Albă (cota +43 m), pe cîmpia Rîmnicului, în apropierea limitei cu lunca Siretului, sunt concluzante pentru a se afirma că pe acest teritoriu mișările radiare negative sunt active cel puțin din Miocenul superior.

Pentru a oferi o imagine generală a structurii cîmpiei nord-estice, începem cu prezentarea datelor oferite de acest foraj.

Cuaternarul este alcătuit la partea superioară din depozite loessoide care trec în nisipuri prăfoase și nisipuri fine. La adîncimea de cca 66 m (sau —23 m în raport cu cota 0) pare că se dezvoltă un depozit de nisipuri cu pietrișuri, a cărui grosime n-a fost posibil să fie apreciată. Sub această adîncime urmează depozite nisipoase-prăfoase-argiloase, în care s-au întîlnit Unionizi netezi pînă la adîncimea de 300 m (sau —255 m față de nivelul mării), care ar pleda pentru fixarea bazei Pleistocenului mediu la această adîncime.

Limita dintre Pleistocenul inferior și Levantin nu este posibil de fixat din lipsa argumentelor paleontologice. Într-adevăr, sub adîncimea de 300 m urmează o alternanță de nisipuri prăfoase, marne și nisipuri fine, uneori cu intercalări argiloase și cu concrețiuni calcaroase. Din aceste depozite s-au recoltat numeroase forme de: *Gyraulus* sp., *Planorbis* sp. și *Dreissena* sp. Apreciem, prin comparație cu grosimea Cuaternarului de la sud de Ialomița, că limita Cuaternar/Pliocen ar trebui să fie plasată în jurul adîncimii de 500 m (sau —457 m).

Levantinul. Sub adîncimea de 500 m urmează o serie asemănătoare cu cea descrisă mai înainte și în care s-au găsit exemplare de *Helicopsis* sp. și *Gyraulus* sp. pînă la adîncimea de 1350 m. Am atribuit depozitele dintre 500 m și 1350 m Levantinului superior, în faciesul depozitelor cu *Helix* (E. LITEANU 1953).

Levantinul inferior a fost întîlnit între 1350 m și 1618 m. Într-adevăr, la adîncimea de 1350 m s-au găsit primele forme de Vivipare ornamentate și Unionizi sculptați, indeterminabili specific, asociati cu *Dreissena polymorpha* PALLAS



și *Gyraulus* sp. La 1460 m am găsit într-un nisip fin negricios următoarele forme levantin-inferioare:

- Viviparus craiovensis* SABBA
- Hydrobia syrmica* NEUMAYR
- Bulimus vukotinovici* BRUSINA
- Melanopsis pterochila pterochila* BRUSINA
- Melanopsis esperioides* SABBA
- Planorbis* sp.
- Unio* sp.
- Viviparus* sp.

La 1515 m apare un strat subțire de lignit de 0,25 m, după care urmează, pînă la 1618 m, o succesiune de argile cu intercalații subțiri de nisipuri, din care am recoltat următoarele forme:

- Viviparus bifarcinatus bifarcinatus* BIELZ
- Valvata piscinalis* MÜLLER
- Valvata sibinensis* NEUMAYR
- Melanopsis* sp.
- Unio* sp.

Dacianul. Începînd de la 1618 m urmează în adîncime un complex de nisipuri cu intercalații subțiri de lignit și argile negricioase, în general lipsit de resturi fosile determinabile. La 1764 m, complexul de nisipuri cu intercalații subțiri de argile negricioase continuă. Aci s-au găsit primele sfârîmături de Cardiacee care par să aparțină genului *Prosodacna*. Între 1764 m și 1929 m urmează un complex de nisipuri cenușii mărunte și fine, cu numeroase resturi de Cardiacee și Unionizi netezi.

Ponțianul. Sub adîncimea de 1929 m urmează un complex marnos, în care am găsit (1981 m) următoarele forme:

- Didacna subcarinata subcarinata* DESHAYES
- Didacna subcarinata arcaeformis* WENZ
- Lithoglyphus rumanus* SABBA

Complexul marnos menționat este foarte gros. La adîncimea de 2095 m am recoltat din aceleași marne un exemplar de *Monodacna (Pseudocatillus) pseudocatillus* BARBOT DE MARNY, care ar caracteriza orizontul inferior al acestui etaj.

Meotianul și Sarmațianul. Pachetul de marne cu intercalații de nisipuri fine, dintre adîncimile de 2314 și 3637 m, a fost studiat de către T. IORGULESCU



și M. TOCORJESCU din colectivul de Micropaleontologie al Comitetului Geologic, care au făcut următoarele orizontări:

Meoțian superior, intervalul dintre 2375—2780 m, întemeiați pe prezența următoarelor forme:

Hydrobia punctum EICHWALD

Ostracode

Rotalia beccarii (LINNÉ) forme rare

Meoțian inferior, intervalul dintre 2780—3000 m, în care s-au întîlnit următoarele forme:

Rotalia beccarii (LINNÉ) eruptii

Hydrobia punctum EICHWALD

Hydrobia vitrella BRUSINA

Sarmatian, intervalul 3300—3637 m (talpa forajului), în care s-au recoltat formele:

Elphidium macellum FICHTEL și MOLL

Elphidium alvarezianum D'ORBIGNY

Nonion granosum D'ORBIGNY

Din orizontarea prezentată reiese caracterul de afundare puternică a regiunii, care s-a reflectat cu intensitate în morfologia acesteia. În cele ce urmează ne vom referi în special la studiul depozitelor cuaternare tinere și la procesele morfogenetice holocene din subunitățile regiunii.

1. CÎMPIA RÎMNICULUI

Privită din punct de vedere morfologic, cîmpia înaltă a Rîmnicului prezintă un ținut mai puțin afectat de procesele de subsidență decît regiunile de cîmpie depresionară învecinate: cîmpia Mizil — Buzău, cîmpia Făurei, lunca Siretului și cîmpia Focșani — Gugești.

O concluzie asemănătoare reiese și din comparația caracterelor structurale din zonele de contact morfologic cu Subcarpații ale cîmpiei Rîmnicului cu cîmpiile Mizil — Buzău și Focșani — Gugești. Astfel, de o parte, depozitele pliocene și vecni cuaternare de la marginea externă a Subcarpaților sunt puternic înclinate (30° — 50°) și înecate sub depozitele deluviale groase care avansează spre interiorul contactului morfologic dintre coline și cîmpii Mizil — Buzău și Focșani — Gugești. De altă parte, depozitele pliocene și cuaternare vecni sunt slab înclinate și apar la zi sub depozite deluviale-proluviale relativ subțiri pe versanții văilor de la contactul morfologic dintre dealuri și cîmpia Rîmnicului.



Într-adevăr, Pietrișurile de Cîndești inclină spre E cu un unghi de cca 2° în zona orașului Rîmnicu Sărat. Poziția Pietrișurilor de Cîndești a fost stabilită aici pe baza datelor obținute din numeroase foraje, din care s-a calculat direcția și înclinarea planului de contact dintre aceste acumulări psefite și argile levantine din patul lor.

Din cercetările făcute pe teren a reieșit că Pietrișurile de Cîndești, situate la cota de cca +500 m în Vf. Babei, la NW de Rîmnicu Sărat, se afundă lin spre E și pot fi urmărite sub depozitele de terasă, în deschiderile din malul drept al rîului Rîmnicu Sărat, între Topliceni — Dărămați și Bălțați, la altitudini de 140—100 m. Între Topliceni și Dărămați, în multe puncte, Pietrișurile de Cîndești sunt puternic cimentate și apar sub aspectul unor conglomerate massive. Între Dărămați și Bălțați prezența Pietrișurilor de Cîndești este pusă în evidență pe criterii hidrogeologice. Forajele executate pe lunca Rîmnicului din acest sector au întâlnit depozite foarte groase de pietrișuri acvifere. Partea superioară a acumulărilor psefite prezintă fără îndoială aluviunile acelui rîu. Faptul că nivelul hidrostatic al apelor subterane cantonate în aceste pietrișuri se găsește situat la o adâncime de peste 10 m sub talvegul Rîmnicului, ne obligă să atribuim partea inferioară a Pietrișurilor menționate unui orizont mai vechi, adică Pietrișurilor de Cîndești.

Pe acest din urmă sector Pietrișurile de Cîndești se afundă sub cîmpie după un unghi de mărimă minutelor de arc.

Această dispoziție a Pietrișurilor de Cîndești a fost posibil să fie urmărită și de-a lungul văii Coțatcu, pe baza cercetărilor de teren și a forajelor din această zonă.

Din forajele executate în cîmpiile Mizil — Buzău și Focșani — Gugești a reieșit că depozitele cuaternare vechi se găsesc puternic afundate începînd din dreptul zonei de contact morfologic cu Subcarpații. Trebuie să admitem că relieful cîmpiilor subcolinare Mizil — Buzău și Focșani — Gugești este de ordin acumulativ, iar relieful cîmpiei Rîmnicului este de ordin structural-acumulativ.

În cele ce urmează prezentăm rezultatele obținute printr-o serie de foraje executate în cîmpia Rîmnicului.

În forajul de la Gugești (cota +85), amplasat pe terasa inferioară a Rîmnei și adînc de 110 m, s-a întâlnit sub depozitele de terasă, între 9 m și 18 m, o succesiune de argile și nisipuri fine. Între 98 m și 107 m adâncime (sau 13—22 m sub nivelul mării) s-au întâlnit nisipuri cu prundișuri. Nu există argumente care ar putea să intemeieze atribuirea acestor depozite unui anumit nivel stratigrafic.

În forajele executate la Rîmnicu Sărat (cota +118), pe terasa inferioară a Rîmnicului, s-au întâlnit depozite aluvionare groase de 8—14 m, separate, printr-o intercalăție argiloasă subțire, de un complex de pietrișuri gros de peste 30 m. Acest complex trebuie să fie atribuit Pietrișurilor de Cîndești, care, după cum

am precizat mai înainte, apar la baza taluzului care mărginește albia majoră a Rîmnicului și se afundă sub aluviunile actuale, între Popliceni și Dărămați.

Sub adâncimea de 45 m (sau de la cota +73) urmează Levantinul reprezentat printr-o alternanță de argile cu nisipuri fine, care uneori prezintă și lentile de pietrișuri.

Dacă încercăm o paralelizare între forajele de la Gugești și Rîmnicu Sărat, am înclina să raportăm Pietrișurilor de Cîndești prundișurile întâlnite în forajul de la Gugești la adâncimea de 98–107 m. În această ipoteză, argilele care acoperă prundișurile amintite, cu o grosime de peste 90 m, ar urma să fie atribuite unui interval de tranziție între Pleistocenul inferior și Pleistocenul mediu.

În forajul de la Fotinu (cota +80), adânc de 124 m și amplasat în marginea satului, pe malul Rîmnicului, s-a întâlnit, sub un depozit loessoid gros de 4–5 m, un complex de pietrișuri cu bolovănișuri și nisipuri, cu intercalații de argile nisipoase în grosime de cca 70 m. Talpa pietrișurilor stă la cota +8. Acest complex de pietrișuri este fără îndoială mai tînăr decît Pietrișurile de Cîndești, dacă ținem seama de poziția acestui orizont stabilită prin forajele de la Rîmnicu Sărat. Pietrișurile de la Fotinu ar putea să reprezinte aluvioni vechi ale cursului Rîmnicului într-o zonă de divagare, din dreptul căreia se desprinde un vechi curs al acestui rîu, pus în evidență prin terasa Spătaru. Pietrișurile aluvionare sunt depuse peste un pachet argilos-marnos cu intercalații de nisipuri, care a fost urmărit pînă la talpa forajului (124 m de la suprafață sau cota –44).

Dacă ne deplasăm cu cca 20 km către marginea estică a cîmpiei Rîmnicului, pînă în dreptul comunei Băile (forajul de la Balta Albă), constatăm că limita Cuaternar/Levantin se adîncește în mod considerabil. Astfel, la Rîmnicu Sărat, această limită se găsește situată la cota +83, pe cînd la Balta Albă ea a fost apreciată la cota –470, fapt care pune în evidență o înclinare de 1°30' a planului limită dintre Cuaternar și Levantin.

Geologia cîmpiei Rîmnicului a fost cercetată și pe baza aflorimentelor pe care le prezintă marginea acestei cîmpii în partea de E între Ciorăști și Racoviță și în partea de SE între Racoviță și Moșești.

În cele ce urmează descriem cîteva aflorimente din muchiile Mihălceni și Suligatul.

a) În muchia Mihălceni, într-un punct situat la 3 km E de comuna Ciorăști, apar depozite loessoide nisipoase, nestratificate, cu rare și mici concrețiuni calcaroase și cu intercalații de nisipuri fine galbene.

Din aceste nisipuri am recoltat *Chondrula tridens* MÜLLER și *Helicopsis* sp.

Deplasîndu-ne spre sud, în lungul muchiei Mihălceni, observăm că nivelele inferioare ale depozitelor loessoide trec lateral la un nisip galben micaceu.

b) În muchia Suligatu, într-un punct situat la 1 km sud de movila Suligatu (cota +56), am stabilit următorul profil: sub un depozit loessoid,



gros de cca 5–6 m, urmează pe 3 m un nisip fin, gălbui, depus peste un pachet gros de 10 m, constituit dintr-o alternanță de prafuri nisipoase, în pături subțiri, cu nisipuri fine ruginii.

Analiza granulometrică a nisipurilor fine a indicat prezența unui alevrit nisipos, în care mai mult de 50% din granule au dimensiuni peste 0,05–0,01 mm.

Succesiunea se încheie la bază cu un nisip mărunt, din care am recoltat:

- Pisidium amnicum* MÜLLER
- Planorbarius corneus* LINNÉ
- Planorbis planorbis* LINNÉ
- Segmentina filocincta* SANDBERGER
- Valvata piscinalis* MÜLLER
- Physa fontinalis* LINNÉ
- Anisus (Spiralina) vortex* LINNÉ
- Bythinia tentaculata* LINNÉ
- Succinea oblonga* DRAPARNAUD
- Succinea oblonga* var. *elongata* A. BRAUN
- Succinea pfeifferi* ROSSMÄSSLER
- Chondrula tridens* MÜLLER
- Bulimus* sp.

Această asociatie de forme lacustre și terestre nu are valoare stratigrafică. Remarcăm însă că toate formele recolțate se întâlnesc și în fauna actuală a regiunii. Această constatare pledează pentru vîrstă holocenă a depozitelor de la Suligatu. Nisipurile inferioare (cca 20 m) aparțin depozitelor din fundalul lunii Siretului, ceea ce ne îndreptățește să le atribuim totuși Holocenului inferior. Depozitele loessoide, care acoperă complexul descris anterior, ar putea fi atribuite nivelului celui mai înalt al Holocenului inferior.

Adîncimea la care au fost întâlnite depozitele cuaternare vechi în forajul de la Balta Albă constituie un argument care ne obligă să atribuim depozitele descrise din muchia Suligatu, așezată la 5 km de Balta Albă, Holocenului, eventual Holocenului inferior. Concluziile deduse pe cale geometrică din forajele de la Rîmnicu Sărat și Balta Albă, se confirmă în muchia Suligatu pe criterii faunistice.

Mentionăm că pe versanții muchiei Suligatu aflorează depozitele cuaternare cele mai vechi din partea de E a cîmpiei Rîmnicului.

In continuare trecem la descrierea aflorimentelor oferite de bordura sud-estică a cîmpiei Rîmnicului pe V. Buzăului, între Racovița și Moșești.

Urmărind un profil pe sectorul citat al văii Buzăului, se constată că la alcătuirea malului drept iau în general parte depozitele semnalate în muchia Suligatu, depozitele loessoide devenind însă mult mai groase. Se mai remarcă și unele



asociații în aspectul litologic al acestor depozite. Astfel, în zona Grădiște ele sunt predominant prăfoase; pe măsura în care ne deplasăm în susul Buzăului, ele devin din ce în ce mai nisipoase. În deschiderea de la popina Ciîneni, care are peste 10 m înălțime, depozitele loessoide prezintă caractere psamitice evidente.

Trecerea laterală în susul Buzăului a acestui material loessoid, de la tipul prăfos din regiunea Grădiște, în apropierea luncii Siretului, la tipul foarte nisipos din zona Ciîneni, vecină cu cîmpia Făureilor, apare ca normală, dacă ținem seama că — după cum se va vedea — în lunca Siretului terenurile prăfoase sunt foarte frecvente, în timp ce cîmpia Făureilor se caracterizează prin larga răspîndire a formațiunilor aluviale nisipoase.

În deschiderile de la Grădiște, din lungul băltii Ciulnița și a Băltii Albe, indiferent de înălțimea malului, care poate varia de la 12 m la 25 m, depozitele loessoide se prezintă litologic uniform.

Aflorimentele care apar pe versanții Băltii Albe prezintă un interes particular. Astfel, malul sudic, în dreptul Văii lui Ostache, are 20 m înălțime și se infățișează sub forma unei faleze formată pe toată grosimea din material loessoid. Cam cu 2—3 m peste baza taluzului apar două benzi colorate, foarte clare și în grosime fiecare de 50 cm, despărțite printr-o intercalăție subțire de 20 cm de material mai galbui. Aceste benzi colorate nu se mai întâlnesc nicăieri la vest sau la est de Valea lui Ostache; pentru acest motiv le considerăm un fenomen local.

În partea de N a Băltii Albe, în dreptul Văii lui Ostache și la apus de satul Băile, într-un versant abrupt taluzat, de 12 m înălțime, am găsit intercalate în depozitele loessoide un depozit de nisipuri fine, cenușiu deschis, la bază cu pietrișuri mărunte, slab rulate, de 5—10 mm diametru, și nisipuri grosiere. Pare interesant faptul că acest depozit de nisipuri este situat la același nivel hipsometric cu benzile colorate de la Valea lui Ostache. Analizele granulometrice făcute asupra unor probe din nisipurile fine au arătat prezența unui alevrit nisipos, neomogen, cu dimensiuni variabile cuprinse între 0,005 mm și 0,1 mm.

Zona de trecere de la materialul loessoid prăfos din regiunea Ciîneni, se află în regiunea lacului Amara. Deschiderile din malul acestui lac, înalt de 8—9 m, permit separarea unui orizont superior, format dintr-un depozit loessoid nisipos, și a unui orizont inferior, constituit dintr-un depozit loessoid prăfos de culoare galbenă-brună, în care apar multe eflorescențe.

2. CÎMPIA BRAILEI

În cele ce urmează trecem la studiul geologiei cîmpiei Brăilei, pe baza deschiderilor ce le oferă muchia Rimnicelu și malul drept al Buzăului.

Muchia Rimnicelu prezintă la Constantinești un mal de 18 m înălțime, în care aflorează în primii 16 m de la suprafață un depozit loessoid foarte nisipos,



separat în două pachete identice prin intercalația unei benzi de culoare mai închisă, groasă de cca 0,7 m. În adîncime urmează un nisip foarte fin ruginiu depus peste un depozit prăfos argilos.

Cele două pachete de material loessoid nisipos de la Constantinești, nediferențiate între ele, dar separate prin banda colorată, trec lateral către Ștefan cel Mare, la cca 3 km spre est, la două orizonturi loessoide, bine diferențiate: orizontul superior reprezentat printr-un nisip loessoid prăfos, fin stratificat, de culoare galben-roșcată; orizontul inferior printr-un praf nisipos, galben-vinețiu. Ambele orizonturi însumează o înălțime de 8—10 m. Menționăm că orizontul superior de la Ștefan cel Mare conține mici concrețiuni calcaroase de mărimea bobului de fasole și este bogat în Moluște fosile, constituind, după Suligatu, al doilea punct fosilifer din regiunea noastră. În acest orizont am găsit o faună mai puțin variată decât la Suligatu, însă mai bogată în indivizi, din care am identificat următoarele forme:

- Anisus (Spiralina) vortex LINNÉ*
- Planorbis planorbis LINNÉ*
- Pisidium amnicum MÜLLER*
- Bythinia tentaculata LINNÉ*
- Pomatias costulatum ROSMMÄSSLER*

Asupra valorii stratigrafice a acestor forme nu se pot face afirmații. Dat fiind faptul că atât la Suligatu, cât și la Ștefan cel Mare, s-a găsit un amestec de forme lacustre cu forme terestre, pare că în Holocenul inferior această regiune era caracterizată printr-un regim de lacuri de mică adîncime, care a permis dezvoltarea Moluștelor lacustre și Gasteropodelor terestre hidrofile.

Analiza granulometrică a unei probe din orizontul superior de la Ștefan cel Mare a indicat prezența unui alevrit nisipos, în care fracțiunile superioare, cu diametrul de la 0,01 mm la 0,05 mm, reprezintă 53%; restul au dimensiuni mai reduse, parte trecând chiar sub 0,002 mm.

La vest de Constantinești, în popina de la Racoviță, ruptă din malul drept și înalt de 18 m peste luncă, am stabilit următorul profil: roca-mamă a solului este reprezentată printr-un depozit loessoid nisipos, prăfos, care trece gradat spre partea inferioară la un nisip fin, cu intercalații de lentile mai bogate în concrețiuni calcaroase. Acest nisip fin poate fi încadrat granulometric ca un nisip alevritic, respectiv este mai grosier decât cel de la Ștefan cel Mare, întrucât aici 60% din granulele materialului analizat au dimensiuni cuprinse între 0,05—0,2 mm. Complexul loessoid din popina Racoviță nu prezintă o stratificație clară, caz analog cu cel întâlnit în malul de la Constantinești.

La Rîmnicelu, la E de localitatea Ștefan cel Mare, într-o deschidere de cca 6 m, malul este alcătuit dintr-un depozit loessoid nisipos, cu concrețiuni calcaroase mici, macroporice și uniform de sus și pînă în bază.



In muchia de la movila Gemene, sub un strat de 3–4 m grosime de material loessoid prăfos, apar nisipuri fine. Analiza granulometrică a acestor nisipuri fine caracterizează prezența unui alevrit nisipos, comparabil cu prafurile nisipoase din malul de la Ștefan cel Mare, prin faptul că 62% din materialul analizat este format din granule cu dimensiuni de 0,01–0,1 mm.

In continuare spre răsărit, în punctul Eparica, din apropierea deschiderii văii Iencii spre lunca Siretului, constatăm că malul este format dintr-un nisip loessoid, nestratificat, cu crotovine și cu desprinderi verticale.

Marginea de vest a cîmpiei Brăilei dintre Constantinești și Filipești a fost cercetată în raport cu aflorimentele oferite de popinele din V. Buzăului, desprinse în majoritate din malul drept.

Prima este popina mare de la Sutești, care are aceeași alcătuire litologică ca malul de la Constantinești. Si aici materialul loessoid nisipos de la partea superioară devine mai prăfos spre bază, trecind apoi la un nisip fin ruginiu.

Depozitele descrise din popina mare de la Sutești se întâlnesc în sus pe Buzău, în popina mare de la Dedulești. Aici depozitele loessoide superioare sunt nisipoase și conțin rare concrețiuni calcaroase mici, trecind spre partea inferioară la materiale predominant prăfoase.

La Mircea-Vodă, cu 3 km spre sud de popina mare Dedulești, sub pătura de sol de 0,8 m grosime, urmează un depozit loessoid cu numeroase concrețiuni calcaroase mici, gros de 60 cm. In adâncime continuă vizibil, pe cca 4 m, nisipuri fin loessoide cu crotovine, întocmai ca și în malul stîng al Buzăului de la Ciîneni spre Vișani.

Aceeași situație se repetă și la Filipești, unde, în malul de 6 m înălțime, apare un depozit loessoid galben-roșcat, nisipos, macroporic și cu rare concrețiuni mici, unele pulverulente.

Litologia depozitelor loessoide a fost urmărită și în aflorimentele care apar în depresiunile din cîmpia Movila Miresei potrivit rezultatelor analizelor granulometrice.

In acest scop am ridicat o serie de probe, de la adâncimi de cca 2 m sub nivelul de fund al depresiunilor Ianca, Seaca și Lutul Alb, întrucît acestea ocupă poziții extreme în cîmpia Movila Miresei.

In depresiunea Ianca am constatat prezența unui alevrit nisipos, macroporic, în care granulele de 0,01–0,1 mm ating o proporție de 60%. Se poate afirma că depozitele loessoide din depresiunea Ianca sunt asemănătoare cu cele descrise de la Ștefan cel Mare.

In depresiunea Seaca am găsit un nisip prăfos galben cu pete ruginii, din care am recoltat *Sphaerium rivicola* LAMARK și *Chondrula tridens* MÜLLER. Analiza granulometrică a indicat 44% granule de ordinul 0,02–0,05 mm.

La Lutul Alb, deși apropiat de cuveta Seaca, am găsit un nisip alevritic alb-vinăt cu pete ruginii, mai puțin fin decât probele anterioare. Fracțiunea

0,1–0,5 mm atinge o proporție de 45%, fiind granulometric comparabilă cu materialul loessoid grosier de la Balta Albă.

Din studiul depozitelor loessoide din cîmpia Brăilei reiese că ele prezintă de-a lungul muchiei Rîmnicelul un caracter predominant nisipos.

În regiunea centrală a cîmpiei Brăilei, care ar coincide aproximativ cu zona lacurilor, se constată uneori, în afara materialului loessoid nisipos, și prezența unor depozite mai prăfoase.

În partea de E a cîmpiei Brăilei se constată reapariția depozitelor loessoide sub un facies precumpărător nisipos.

În încheiere prezentăm cîteva date asupra fundamentului depozitelor loessoide stabilite din forajele de la Dedulești și Ianca, din centrul cîmpiei Brăilei, precum și forajele de la Traianu și Nazîru, situate în colțul nord-estic al acestei cîmpii.

Forajul de la Dedulești (cota +41), amplasat lîngă stația C.F.R. la G.A.S. Berea Barbu, a atins 156 m adîncime. Aici s-a întîlnit sub un depozit prăfos de 10 m grosime, o alternanță de nisipuri și argile nisipoase, cu o grosime de 88 m (99 m adîncime de la suprafață, echivalentă cu cota –58). Pînă la talpa forajului (cota –115) urmează un pachet argilos cu 2–3 intercalații de nisipuri fine.

În forajele de la nord de halta Dedulești (cota +42), de 185 m adîncime, și de la Ianca – Siloz (cota +35) de 106 m adîncime, s-a întîlnit sub cca 15 m de depozite loessoide nisipoase, un pachet de argile vinete pînă la adîncimea de cca 24 m, depus peste o pătură de 5–6 m grosime, constituită din nisipuri fine. În continuare urmează o alternanță de argile în strate mai groase cu nisipuri fine în strate subțiri.

În forajul de la Traianu (cota +14), așezat în Valea Iencii, s-a întîlnit sub un strat subțire de material loessoid un pachet de argile galbene și vinete, uneori fin nisipoase, gros de 150 m. S-a semnalat o intercalație de nisipuri fine, la 95 m adîncime (cota –81).

În forajul de la Nazîru (cota +25), amplasat aproape de contactul cu lunca Siretului și adînc de 142 m, s-au întîlnit nisipuri și nisipuri prăfoase chiar de la suprafață, pe o grosime de 125 m (cota –100). Între 125–126 m s-a găsit o lentilă de pietrișuri. Din aceste pietrișuri s-au recoltat următoarele forme:

- Pisidium amnicum* MÜLLER
- Valvata piscinalis* MÜLLER
- Viviparus contectus* MILLET
- Bithynia tentaculata* LINNÉ
- Lithoglyphus naticoides* PFEIFFER
- Melanopsis acicularis* FERUSSAC
- Planorbarius corneus* LINNÉ



Unele din aceste forme se întâlnesc frecvent în Cuaternarul inferior, iar altele (*Pisidium*, *Valvata*, etc.) se ridică pînă în Actual. În continuare, pînă la talpă, urmează un pachet de nisipuri cu rare intercalații de argile nisipoase.

3. VALEA BUZĂULUI

Valea Buzăului, în regiunea cercetată, o separăm în trei sectoare, după cele trei unități morfologice pe care le străbate: cîmpia Făureilor (sectorul Nisipurile—Vișani), culoarul de străpungere (sectorul Vișani—Racovița) și lunca Siretului (sectorul Racovița—Latinu). Cîmpia Făureilor corespunde unei zone de colmatare cu aluviuni ale rîului Buzău, depusă din vremea cînd acest rîu se îndrepta spre Dunăre prin valea largă a Călmățuiului actual.

De la Găițeanca spre vest această cîmpie joasă — lunca comună a Buzăului și Călmățuiului, străbătută de nenumărate cursuri de apă părăsite, denumite buzoele — se infățișează la suprafață cu un sol nisipos care acoperă un depozit alevritic foarte nisipos. Este interesant că în această regiune se întâlnesc pe buzoele depozite gălbui, argiloase, constituite dintr-un material fin, dispus neregulat în strate foarte subțiri. Analiza granulometrică făcută asupra unei asemenea probe, luată dintr-un buzoel de la sud-est de Făurei, dovedește că această argilă este cel mai fin material întîlnit în regiune, întrucît conține granule de 0,002—0,005 mm în proporție de 62%. Asemenea roce pelitice nu se găsesc nicăieri în cîmpia Rîmnicului sau a Brăilei, dar vom mai avea ocazia să le întîlnim în V. Buzăului și în lunca Siretului.

Forajele executate la Făurei și Nisipurile, dintre care unul a mers pînă la 180 m adîncime, au oferit indicații asupra alcăturirii litologice a cîmpiei Făureilor:

La Făurei (gara Filimon Sîrbu, cota +46, adîncimea forajului 180 m, și G.A.S. 1 mai, cota +48, adîncimea forajului 31 m), forajele au fost plasate pe cursurile unor buzoele azi părăsite. Chiar de sub sol apar prafuri nisipoase, în grosime de cca 8 m; continuă apoi în jos, pînă la cca 30 m adîncime, nisipuri grosiere acvifere, la bază cu pietrișuri. Praful nisipos de la suprafață ar părea că aparține etapei mature actuale a Buzăului, în care el depune aluviuni fine, atât la apele normale cât și la viituri.

Această etapă a fost precedată de o fază mai tînără a acestui rîu, cînd a de pus aluviuni constituite din nisipuri și pietrișuri. Ne intemeiem acest punct de vedere pe considerentul că în forajele executate în afara luncii Buzăului, pe cîmp, în puncte apropiate (Gara Dedulești, Ianca, etc.), nu s-au întîlnit pietrișuri. De la suprafață și pînă la talpa forajului, pe o grosime de peste 150 m, forajele au străbătut o serie predominant fină, formată din argile nisipoase cenușii sau vinete, cu intercalații de nisipuri argiloase.



Din forajul de la Nisipurile (cota +47), situat în lunca Buzăului, adânc de 36 m, a reieșit că succesiunea depozitelor constatare la Făurei se extinde și în aval.

Forajul de la Nisipurile confirmă prezența pietrișurilor aluvionare din vechiul talveg al Buzăului, în prezent acoperit cu nisipuri mărunte și fine, reprezentând aluviunile recente ale Buzăului actual.

Cele expuse mai înainte sunt confirmate de forajul executat în lunca Buzăului, în dreptul comunei Dedulești (cota +41). Acest foraj ne arată la suprafață un strat de praf nisipos gros de 1,40 m. În adâncime urmează pe 25 m grosime (pînă la cota +14 față de nivelul mării) un complex de nisipuri necoezive, care trec de la un nisip gălbui fin la un nisip mijlociu și mare, conținînd cîteva lentile subțiri de argilă nisipoasă cenușie. La adâncimea de 27 m s-a intrat într-un nisip grosier cu pietrișuri mari cu \varnothing de 25 mm. La 31 m adâncime forajul a fost oprit în acest depozit de pietrișuri, identice cu pietrișurile aluvionare întîlnite la Făurei și Nisipurile, aflate tot la 25–30 m adâncime.

În ceea ce privește culoarul de străpungere al Buzăului, între Vișani și Racoviță, semnalăm faptul că depozitele care iau parte la alcătuirea acestui sector sunt constituite, în cea mai mare parte, din aluviuni tinere. Ele se deosebesc de cele care se întîlnesc în cîmpie sau în muchia Suligatu. Într-adevăr, ele sunt mai fine și se prezintă în general sub aspectul unor bancuri centimetrice clar vizibile, datorită contrastului pe care îl oferă variațiile lor de culori. Aflorimentele se însiră aproape în tot lungul malurilor Buzăului, dar cele mai tipice și mai complete sunt cele din malul concav al lobilor de meandru în care rîul erodează, arătînd deschideri proaspete.

Asemenea aflorimente se întîlnesc în malul drept al Buzăului, la cotul Chițcani din fața Deduleștilor, la cotul Dobrinezii și cotul Iencii, din aval de Plăsoiu, precum și la Ciineni, în malul stîng, unde versanții văii ating cca 4 m înălțime și prezintă sub stratul de sol gros de 1 m o alternanță de nisipuri fine gălbui micacee, cu mîluri prăfoase, uneori slab feruginoase și de culoare închisă.

În această succesiune se pot totuși separa, de sus în jos, pînă la apă, trei complexe:

C o m p l e x u l s u p e r i o r, gros de aproape 2 m, format din sol nisipos și un banc de nisip fin, constituind roca-mamă a solului;

C o m p l e x u l m e d i u, gros de cca 1 m, predominant prăfos și format din benzi subțiri de nisip fin și mîl, uneori cu eflorescențe saline colorate alternant;

C o m p l e x u l i n f e r i o r, restul deschiderii pînă la apă (cca 1 m), precumpărător nisipos și format din benzi colorate, alternanțe de mîl nisipos și nisip.

Deci, complexul mediu, mai prăfos, apare intercalat între două complexe, ambele mai nisipoase.

La cotul Dobrinezii am luat o probă din acest complex mediu, care, analizată granulometric, ne-a arătat că corespunde unui material extrem de fin, care conține 53% granule cu diametru mai mic de 0,002 mm, restul granulelor fiind mai mici de 0,01 mm.

Prezentarea litologică descrisă pînă la cotul Iencii inclusiv se modifică începînd de la următorul cot al Buzăului, așezat în fața movilei Baba Vișa. Aici, în malul care crește ca altitudine relativă în josul văii (5 m), se constată o intercalătie subțire, de culoare închisă, între complexul nisipos superior și complexul nisipos inferior.

Situația aceasta se clarifică în fața Popinei Mari de la Sutești, unde deschiderea din malul drept ne arată că cele trei complexe de la cotul Iencii se reduc la două orizonturi: orizontul superior, gros de cca 2 m, alcătuit dintr-un depozit loessoid, nisipos, avînd intercalate mai multe benzi colorate în brun închis. Pe următorii 3 metri urmează orizontul inferior, constituit dintr-un nisip fin stratificat, divizat la mijloc de o bandă mai negricioasă nu prea groasă.

Dacă urmărим în aval cursul Buzăului, întîlnim la Ibrianu, în malul stîng, aici mai înalt (6 m), un depozit constituit din prafuri nisipoase depuse în strate subțiri, cu intercalății de nisipuri fine, albe și ruginii. Către partea inferioară apare o bandă negricioasă, mai groasă, cu eflorescențe saline și concrețiuni calcaroase.

Constatăm că începînd de la Ibrianu și pînă la Racovița nu mai este posibilă separarea celor două orizonturi mai înainte menționate, depozitele care iau parte la alcătuirea malurilor Buzăului trecînd lateral la faciesuri litologice fie mai fine, fie mai grozioare, în general de tip loessoid.

Privitor la alcătuirea aluviunilor vechi din lunca Buzăului, pe sectorul Vișani—Racovița, a reieșit, pe baza datelor de foraj, că începînd de la Vișani, elementele psefítice se răresc treptat. Din aval de Sutești aluviurile vechi ale Buzăului sînt reprezentate exclusiv prin psamite.

Intrînd în lunca Siretului, de la Racovița în jos, Buzăul și-a săpat albia în aluviuni subactuale. Depozitele care aflorează în malurile acestui rîu sînt constituite din nisipuri și nisipuri prăfoase.

La intrarea în luncă, în dreptul com. M. Kogîlniceanu, eroziunea este ceva mai accentuată, ceea ce a avut drept consecință ca și malul să fie mai înalt, atingînd 7 m. El ne arată succesiunea următoare de sus în jos:

În primii 3 m apare un orizont superior format din nisip fin, care trece la un nisip ruginiu.

Urmează apoi, pe o grosime de 1 m, o bandă colorată, care începe cu un nisip fin, brun-roșcat, și se continuă cu un praf de culoare negricioasă. O probă luată din acest nivel arată că granulometric ea corespunde unui alevrit cu granulele mai mici de 0,02 mm.



Sub banda colorată începe orizontul inferior cu nisip prăfos, pe o grosime de 2 m, urmat în bază de o bandă colorată închis, lată de 1 m, de un praf nisipos.

Acest profil pune în evidență două orizonturi caracteristice: unul nisipos superior și altul mai prăfos inferior, despărțite prin banda colorată. Aici, din cauza materialului nisipos din care este format malul, versanții se prăbușesc după pereți verticali.

La Deșiărăți, situat cu vreo 5 km în aval, nisipul prăfos de la Kogîlniceanu trece la un nisip fin, cu stratificație încrucișată, vizibilă sub forma unor strătulete de 2–3 mm grosime. Malul este clădit în întregime din nisip, în care se intercalează două benzi colorate negru-violaceu, constituite din nisip fin prăfos. Profilul de la Deșiărăți se menține aproape neschimbat pe întregul parcurs al râului prin lunca Siretelui.

Din datele expuse asupra alcătuirii aluviunilor din lunca Buzăului, pe sectorul considerat (depozite groase de 30 m, care în amonte prezintă psamite cu lentile de psefite și în aval exclusiv psamite), reiese că la finele Holocenului inferior, vechiul curs avea un profil longitudinal mai tînăr și a desfășurat probabil o intensă activitate de eroziune. Se pare că la începutul Holocenului superior regiunea a fost afectată de un proces de subsidență, care a maturizat profilul de pantă și a determinat colmatarea talvegului râului cu depozite aluvio-nare groase.

4. LUNCA SIRETULUI

Cercetările noastre au cuprins și porțiunea din lunca Siretelui care se întinde între Suligatu, Salcia, Gulianca, Ariciu și Corbeni, denumită lunca Nerasului. Ea este o luncă în care se constată treceri laterale neregulate de la depozite psamitice la depozite alevritice și uneori chiar la depozite pelitice, care pun în evidență regimurile variate sub care s-a dezvoltat această unitate morfologică.

Depozitele din lunca Siretelui nu prezintă aspectul macroporic characteristic depozitelor superficiale din cîmpurile alăturate (cîmpia Rîmnicului și cîmpia Brăilei), datorită ascensiunii capilare a apelor freatici situate la mică adîncime, care a contribuit la tasarea relativ uniformă a aluviunilor fine.

La alcătuirea luncii Siretelui iau parte formațiuni tinere, după cum reiese din forajele executate la Măicănești și Ariciu, primul în apropiere de vârsarea Rîmnicului Sărat în Siret, iar celălalt între Pitulați și Suligatu. Succesiunea argilă — nisip este aceeași în toate forajele, dar nivelul la care apare un strat de nisip sau unul de argilă diferă de la un loc la altul.

La Măicănești (cota +20), forajul a întîlnit un strat de 13 m grosime, de nisip fin și mărunt, gălbui, sub care urmează, pînă la cca 85 m adîncime (cota

—65 față de nivelul mării), marne vinete, uneori ușor nisipoase, cu patru intercalății lentiliforme de pietrișuri și nisipuri, fiecare în grosime de 2—4 m. Raportate la nivelul mării, pietrișurile se găsesc la cotele de —6, —17, —30 și —40 m. Sub adâncimea de 85 m s-a întîlnit un pachet gros de 120 m, constituit din nisipuri fine și mărunte, cenușii-vinete, necoezive, cu o intercalatie de pietrișuri cu \varnothing 20—25 mm, la adâncimea de 120 m (cota —100). Între 132—133 m adâncime am recoltat următoarele forme:

- Valvata piscinalis* MÜLLER
Planorbarius corneus LINNÉ
Lithoglyphus sp.
Unio sp.

Sub adâncimea de 200 m (—180 m față de nivelul mării) și pînă la talpa forajului (301 m adâncime) urmează un complex argilos-nisipos, galben-cenușiu, cu resturi nedeterminabile de Valvate și Lamellibranchiate la 150 m adâncime și cu fragmente de Unionizi la 270 m adâncime. Forajul s-a oprit într-o argilă vînătă vîrtoasă, slab nisipoasă, din care a fost recoltată o impresiune de *Planorbis* (—280 m față de nivelul mării).

Deși nu avem dovezi de ordin paleontologic pentru a întemeia vîrsta depozitelor în care s-a oprit forajul de la Măicănești, totuși, pe baza datelor obținute la forajul de la Balta Albă, înclinăm să afirmăm că aici nu s-a atins limita Cuaternar/Levantin.

In forajul de la Ariciu (cota +20) s-a întîlnit de asemenea o alternanță de argile cu nisipuri, dar care ocupă aici cote diferite de cele de la Măicănești. Astfel, sub 2 m de argilă urmează 34 m de nisip fin pînă la aproape 17 m sub nivelul mării, în care se intercalează un strat de 4 m de pietriș cu apă, depus peste un pachet de 8 m de argile. La adâncimea de 49 m (—29 m) se întîlnesc din nou nisipuri și apoi pînă la cotele —100 m se repetă aceeași succesiune de argile vinete nisipoase cu nisipuri argiloase. Talpa forajului se găsește la 119 m adâncime.

Din analiza caracterului litologic și a faunei fosile recoltată din lunca Siretului reiese că în Holocenul vechi această regiune era ocupată de un lac care a generat acumulările preponderent fine întîlnite între 130 m și 60 m adâncime. În Holocenul tînăr a existat un regim mixt fluviatilo-lacustru cu o distribuție neregulată, atât pe verticală cât și pe orizontală.

Intr-adevăr, rezultatele forajelor pun în evidență treceri gradate de la argilă la nisip și invers, cât și lipsa de corespondență dintre cotele pietrișurilor de la Măicănești cu cele de la Ariciu. Aceste observații sunt concluzante pentru a afirma că aria de subsidență din lunca Siretului a fost activă cel puțin pînă într-o epocă subactuală.



II. HIDROGEOLOGIA REGIUNII

În acest capitol vom prezenta caracteristicile hidrogeologice ale apelor freatiche pe baza studiilor executate în regiune. Studiile noastre au urmărit construirea unor hărți hidrogeologice cu reprezentarea hidroisohipselor și hidroisobatelor (vezi planșă). În acest scop au fost cercetate peste 1700 puncte de apă din teritoriul Cîmpiei orientale de nord-est.

În vederea stabilirii caracterelor hidrochimice ale apelor freatiche s-au analizat de către colectivul Laboratorului de ape al Comitetului Geologic, peste 80 probe. Pe baza datelor obținute am întocmit harta mineralizației apelor freatiche, precum și o serie de diagrame după TOLSTIHN.

În cele ce urmează vom prezenta hidrogeologia regiunii pe diferite raioane geomorfologice, care au totodată și funcțiunea de raioane hidrogeologice.

1. CÎMPIA RÎMNICULUI

În zona contactului morfologic dintre Subcarpați și cîmpia subcolinară, apele freatiche sănt cantonate în Pietrișurile de Cîndești. Cum acest orizont este gros și constituie precumpănitor din elemente psefítice, apele freatiche se infiltrează la adîncimi relativ mari, cuprinse în general între 25 și 50 m. Direcția de circulație a apelor subterane este determinată de structura Stratelor de Frătești. Cum în această regiune am văzut că relieful major reflectă structura depozitelor pleistocen-inferioare, direcția de curgere a apelor subterane este în general orientată după direcții perpendiculare curbelor de nivel. Din această cauză, în zona de contact morfologic se constată că pe interfluviul de la sud de rîul Rîmnicul Sărat, apele freatiche prezintă direcții care se abat treptat dinspre SE către E. Totodată, pe interfluviul de la nord de Rîmnicul Sărat, direcția apelor subterane se menține în general W-E, cu unele abateri către NE.

Acest fascicol de direcții îmbracă aproape întreg podișul Rîmnicului, ceea ce dovedește că această unitate morfologică prezintă o cumpănă de ape subterane, care se situează în dreptul rîului Rîmnic și anume în zona în care aceasta străbate contactul morfologic al cîmpiei cu Subcarpații. Harta hidroisohipselor ilustrează în mod convingător aceste caracteristici hidrogeologice ale podișului Rîmnicului. Din corelația pe care am făcut-o între panta reliefului și înclinarea suprafeței de depresiune a stratului acvifer freatic din zona subcolinară, reiese că panta morfologică este mai puternică înclinată decât suprafața de depresiune menționată. Consecințele de ordin hidrogeologic ale acestei situații trebuie să se manifeste printr-o linie de izvoare în zonele mai joase ale cîmpiei.

Într-adevăr, în punctele în care cîmpia înaltă a Rîmnicului atinge cote mai joase, încep să apără suprafețe întinse cu ape freatiche de adîncimi foarte mici,



înăuntrul cărora se ivesc numeroase izvoare. Asemenea zone, care înconjoară ca o salbă orașul Rîmnicu Sărat, sănt puse în evidență de harta hidroisobatelor, după care menționăm o serie de unități în care caracterul depresionar apare subliniat de condițiile lor hidrogeologice: obârșia văii Coțofștea, lunca Rîmnicului Sărat la Știubei și depresiunea Voetinu. Această din urmă unitate oferă o imagine mai clară a infățișării condițiilor hidrogeologice din vecinătatea zonei de contact morfologic, potrivit următorului profil W—E:

Situația punctului de apă	Distanța km	Cote teren m	Cote N.H. m
1. Comuna Coțacu	0	255	234,85
2. Puțul Podul Bulgarului (șos. naț. Rm. Sărat—Focșani)	4	162	117,40
3. Canton C.F.R. km 167+750 (cf. R. Sărat—Focșani)	7	120	77,00
4. Marginea vestică a pădurii Crângul Ursului . . .	9	92	67,00
5. Centrul depresiunii Voetinu (izvoare)	13	57	57,00

Din tabloul de mai sus reiese că gradientul morfologic mediu este 0,015, iar cel hidraulic 0,013, ceea ce explică apariția izvoarelor în zona Voetinu.

Am arătat mai înainte că existența unei cumpene de ape subterană în regiunea în care rîul Rîmnic traversează zona de contact morfologic dintre coline și cîmpie a fost pusă în evidență de direcțiile divergente de curgere ale apelor subterane. Pe măsura înaintării în cîmpie, aceste direcții de curgere capătă un caracter regional.

În cîmpia de la sud de rîul Rîmnic apa freatică prezintă o direcție de curgere dominantă spre SE, în timp ce în cîmpia de la nord de rîul Rîmnic precumpărănește direcția de curgere spre NE.

Harta hidroisohipselor exprimă în mod net aceste direcții dominante ale apelor freatici din regiunile limitrofe Rîmnicului. Tot această hartă oferă și explicația acestui fenomen, în sensul că direcțiile menționate au apărut probabil sub influența acțiunii drenante a luncii Buzăului la SE și a luncii Siretului la NE.

In primul rînd, din această situație trebuie să admitem că în realitate existența unor direcții divergente de curgere ale apelor freatici dinspre amonte spre aval a apărut sub influența acțiunii de drenare exercitată de zonele cu relief mai coborât de la periferia podișului Rîmnicului.

In al doilea rînd, din constatarea că direcțiile de curgere a apelor subterane sănt consecvente cu structura depozitelor pleistocene, reiese că atracția apelor subterane către ținuturile mai joase ale cîmpiei sănt determinate probabil de activitatea proceselor neotectonice care au avut loc aici.

* * *



Pentru stabilirea caracterelor hidrochimice ale apelor freatic din cîmpia Rîmnicului s-au analizat un număr de 31 probe de apă de pe teritoriul cuprins la est de linia Sihlea—Obidiți—Moșești și pînă în lunca Buzăului.

In tabloul 1 prezentăm compoziția chimică, în procent-echivalenți, a apelor subterane din diferite puncte ale regiunii studiate.

TABLOUL 1

Nr. crt.	Localitatea	Mineralizație totală g/l	Duritate grade germane	Procent echivalenți								Clasa de ape ¹⁾
				Cl'	SO ₄ ''	NO ₃ '	CO ₃ H'	Na·	Ca··	Mg··	Fe··	
<i>A) Valea Rîmnicului Sărat</i>												
1	Colibași . . .	4,10	28	42,6	5,2	—	2,2	42,6	5,3	2,1	—	E
2	Cringul Ursului (Co-	1,09	27	35,8	7,8	0,5	5,9	20,9	19,0	10,1	—	D
3	Obidiți . . .	2,47	44	34,1	8,5	—	7,4	30,1	13,2	6,7	—	D
4	Fotinu . . .	2,24	45	32,6	8,1	—	9,3	27,2	18,1	4,7	—	D
5	Niculești . . .	4,52	85	28,6	13,6	—	9,8	28,7	12,7	8,6	—	E
6	Slobozia Mihăl-	4,04	74	29,7	10,4	—	9,9	28,7	8,7	12,6	—	E
7	Ciorăști Satul Nou . . .	2,54	32	15,8	15,4	0,3	18,5	33,9	8,9	7,2	—	D
8	Mărtinești . . .	2,38	17	12,2	17,7	—	20,1	40,3	4,4	5,3	—	D
<i>B) Cîmpia Rîmnicului</i>												
9	Sihlea . . .	1,25	51	22,9	0,8	—	26,3	21,8	15,4	12,8	—	D
10	Bogza . . .	1,57	31	5,9	7,3	—	36,8	23,7	10,0	16,3	—	D
11	Bălești . . .	1,55	38	20,1	4,8	—	25,1	20,1	9,7	20,1	0,1	D
12	Voetinu . . .	1,28	37	13,9	5,2	—	30,9	12,7	21,3	15,9	0,1	D
13	Mov. Spătaru .	2,01	27	15,9	7,2	—	26,9	31,9	2,8	14,8	0,5	D
14	Vilcele . . .	3,48	137	10,7	12,0	14,9	12,3	2,4	8,4	39,2	—	E
15	N Coțofîștea .	1,60	7	7,0	5,2	—	37,8	43,9	2,5	3,6	—	D
16	Păd. Sălcioara .	1,48	26	25,8	10,7	—	13,5	18,8	22,2	9,0	—	D
17	Sălcioara . . .	2,93	80	25,0	6,0	5,3	13,7	18,8	6,2	25,0	—	D
18	Boldu . . .	1,73	15	2,7	28,0	—	19,3	38,0	4,7	7,3	—	D
19	Balta Albă . . .	1,15	24	8,1	1,8	—	40,1	21,2	8,3	20,5	—	D

¹⁾ După «Raionarea apelor freaticе potabile și nepotabile din Cîmpia română orientală» de E. LITEANU și colaboratori (1956).



Urmare tablou 1

Nr. crt	Localitatea	Mineralizație totală g/l	Duritatea grade geim.	Procent echivalenți								Clasa de ape ¹⁾
				Cl'	SO ₄ '	NO ₃ '	CO ₃ H'	Na'	Ca'	Mg'	Fe'	
20	Băile	1,31	17	7,3	9,5	4,7	28,5	31,9	7,3	10,8	—	D
21	Ghergheasa											
	Veche	1,80	20	16,2	13,5	—	20,3	36,2	4,4	9,3	0,1	D
22	Bălăceanu	1,52	21	6,1	7,6	4,0	32,3	30,9	2,8	16,2	0,1	D
23	Amara	2,97	48	10,6	30,5	—	8,9	30,1	9,1	10,8	—	D
24	Plășoiu	1,88	30	5,7	26,4	—	17,9	29,3	10,2	10,4	0,1	D
25	Căineni	4,11	89	5,0	39,2	—	5,8	23,5	11,3	15,2	—	E
26	Galbenu	3,16	50	6,7	29,2	1,4	12,7	30,1	5,9	13,9	0,1	E
27	Drogu	6,02	143	5,5	40,0	—	4,5	21,6	12,3	16,1	—	F
28	Sătucu	1,64	26	8,2	20,8	0,2	20,9	29,9	6,8	13,4	0,1	D
29	Robeasca	2,35	51	17,0	15,2	4,0	13,8	23,9	4,4	21,7	—	D
30	Jirlău	2,50	86	19,3	11,8	5,7	13,2	9,9	13,9	26,2	—	D
31	Balta Nisipurile	3,51	79	34,7	4,4	2,9	8,0	25,3	4,4	20,3	—	E
	Balta Jirlău ²⁾	3,02	—	19,7	12,1	—	18,2	38,6	1,4	10,0	—	
	Balta Amara	30,77	—	31,9	15,1	—	3,0	34,4	2,2	13,4	—	
	Balta Albă	13,55	—	40,1	6,5	—	3,4	46,8	—	3,2	—	

¹⁾ După « Raionarea apelor freatici potabile și nepotabile din Cîmpia română orientală » de E. LITEANU și colaboratori (1956).

²⁾ După « Recherches hydrochimiques dans la Plaine Roumaine » de P. PETRESCU (1940).

Din datele analizei chimice reiese că în cîmpia Rîmnicului mineralizația medie variază în general între 1–2 g/l. Existența unor puncte cu mineralizație mai ridicată, cum ar fi de pildă Drogu (6,11 g/l), se explică prin existența unor condiții depresionare locale (malul lacului Jirlău).

Compozițiile chimice ale apelor freatici au fost reprezentate prin diagrame Tolstihin (fig. 1), din care se constată că în general ele se grupează într-o singură familie, care a fost delimitată în cadrul diagramei. Caracterul hidrochimic al acestei familii consistă în faptul că apele freatici pot fi definite ca ape cloro-sulfato-sodice cu un conținut redus și totodată ca ape bicarbonatace calcice-magne-



ziene cu o concentrație slabă. Dinamica proceselor hidrochimice poate fi apreciată prin faptul că odată cu circulația lor din zona de contact morfologic către lunca Buzăului, ele se metamorfozează din ape preponderent bicarbonatate

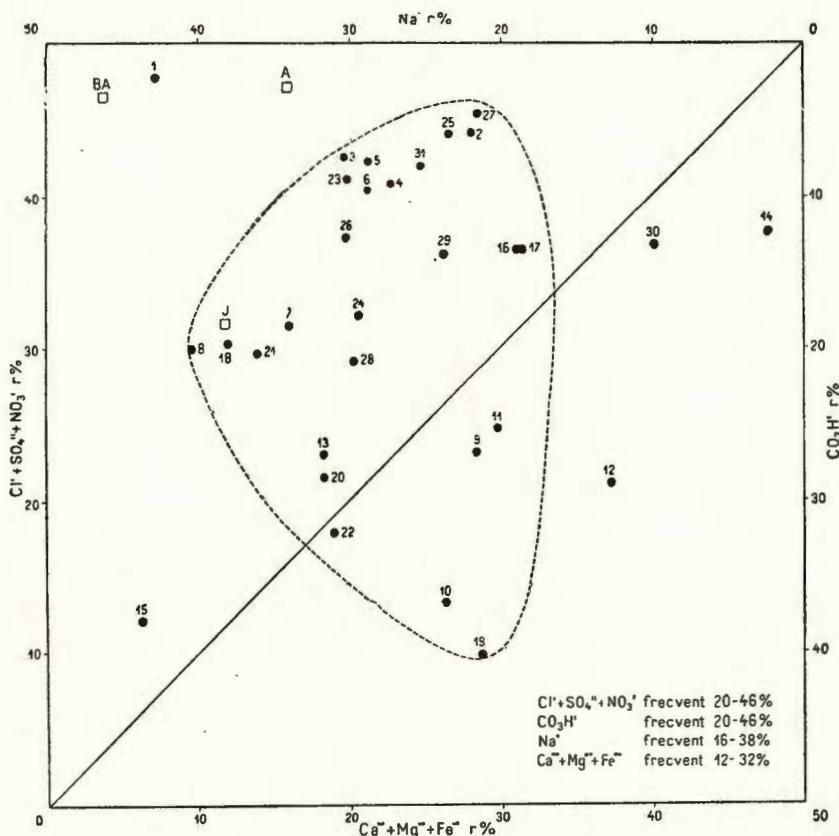


Fig. 1. — Compoziția chimică a apelor freatic din Cîmpia Rîmnicului, după diagramea Tolstihin.

calcice-magneziene în ape cloro-sulfato-sodice, uneori cu un conținut apreciabil de ioni NO_3^- (Vilcele).

În diagrama Tolstihin am reprezentat și analizele chimice ale apelor lacurilor Jirlău, Balta Amară și Balta Albă, din care a reiese că apele lacului Jirlău aparțin hidrochimic familiei apelor freatic din cîmpia Rîmnicului, ceea ce pune în evidență genetica apelor acestui lac. Pe de altă parte, apele lacurilor Balta Amară și Balta Albă au o concentrație foarte ridicată în săruri și ocupă poziții izolate de familia apelor freatic ale regiunii, dar apropiate între ele. Acest fapt

pledează în sensul că aceste ape sunt genetic legate de apele freatiche și s-au concentrat prin evaporări intense. După părerea noastră, compoziția chimică a apelor celor trei lacuri a fost condiționată de infiltratiile apelor freatiche din regiune, în timp ce concentrația lor diferită trebuie pusă în legătură cu bilanțul apelor din precipitații.

2. ZONELE DEPRESIONARE DIN CÎMPIA NORD-ESTICĂ

In cadrul zonei depresionare din cîmpia nord-estică se cuprinde lunca Buzăului, cîmpia Făureilor și lunca Siretului. Din punct de vedere hidrogeologic, lunca Buzăului din regiunea noastră, inclusiv și cîmpia Făureilor, constituie împreună un raion hidrogeologic pe care l-am denumit **raionul Făureilor**, în timp ce lunca Siretului, care include și cursul inferior al rîului Buzău din aval de Racoviță, constituie un alt raion hidrogeologic, pe care-l denumim **raionul Măxineni**.

a) *Raionul hidrogeologic Făurei*. Din punct de vedere hidrogeologic, raionul Făurei reprezintă o unitate bine definită, care se diferențiază net de unitățile încunjurătoare. Intr-adevăr, acest raion este delimitat de prezența aluviunilor psefítice ale vechiului curs al Buzăului, ce au fost depuse în epoca în care acest rîu divaga peste cîmpia Făureilor, îndreptîndu-se pe actuala vale a Călmățuiului. Prin forajele executate în limitele raionului hidrogeologic Făurei, au fost puse în evidență aceste aluviuni psefítice, care lipsesc atât pe prelungirea acestei zone depresionare către cîmpii Brăilei, cît și către cîmpia Rîmnicului.

Stratul acvifer freatic este exploatat în foarte numeroase puncte și constituie singura surșă care în această regiune poate oferi debite de apă mai importante. Ne întemeiem această afirmație pe faptul că în zona Făurei forajele executate pînă la adîncimea de cca 800 m n-au putut stabili existența unor ape subterane potabile și cu un debit mai ridicat. Menționăm însă că apele freatiche din aluviunile vechi ale Buzăului sunt în general nepotabile, totuși cu o concentrație care nu depășește pe aceea a apelor de adîncime.

Din studierea hidroisohipselor acestor ape freatiche se constată că ele prezintă două direcții principale de curgere: una către SE și a doua către NE. Aceste direcții reflectă, pe de o parte, vechiul curs al Buzăului spre Călmățui, iar pe de alta, drenarea pe care o exercită cursul actual al Buzăului către lunca Siretului. Vechea ipoteză a lui MURGOCI, reluată apoi de VILSAN, despre fostul curs al Buzăului, care ar fi folosit în trecut valea Călmățuiului, este dovedită nu numai prin prezența aluviunilor psefítice originare din Flișul cretacic și paleogen, aflate în lunca acestei văi din aval de Rușetu, dar și prin dispoziția actuală



a hidroisobatelor care arată că fluxul subteran, dirijat în trecut către SE, și-a menținut pînă azi această orientare.

Caracterul unitar al acestui raion este pus hidrogeologic în evidență prin harta hidroisobatelor, situate la adîncimi mici ce variază între 2 m și 5 m.

* * *

Pentru stabilirea caracterelor hidrochimice ale apelor freatiche din raionul hidrogeologic Făurei, cuprinzînd și lunca Buzăului din amonte de Racovița, s-au analizat un număr de 12 probe de apă. Prezentăm în tabloul 2 compoziția chimică, în procent-echivalenți, a apelor subterane din diferitele puncte ale zonei studiate.

TABLOUL 2

Nr. crt.	Localitatea	Mineralizație totală g/l	Duritate grade germane	Procent-echivalenți								Clasa de ape ¹⁾
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	CO ₃ H ⁻	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	
<i>A) Cîmpia Făureilor</i>												
1	Rosetti	2,75	19	21,3	5,2	1,4	22,1	41,1	2,2	6,4	0,3	D
2	Vizireni	3,16	16	19,3	4,6	0,3	25,8	43,3	1,1	5,4	0,2	E
3	Făurei (sat) . .	3,15	37	29,0	5,0	1,0	15,0	36,1	2,8	11,1	—	E
4	Surdila-Greci . .	4,04	25	28,0	5,3	3,9	12,8	42,6	1,5	5,7	0,2	E
5	Filimon Sirbu (gara Făurei) . .	2,10	49	14,1	13,8	0,4	21,7	19,7	18,6	12,7	—	D
6	Brateșul Vechi . .	3,89	59	30,1	4,8	0,5	14,6	32,2	10,0	7,8	—	E
7	Găiseanca	3,32	68	32,7	7,7	0,4	9,2	27,2	6,2	16,5	0,1	E
<i>B) Valea și lunca Buzăului</i>												
8	Moșești	3,51	79	36,1	6,4	2,2	5,3	21,6	4,3	22,1	—	E
9	Vișani	5,14	206	37,3	3,4	8,5	0,8	6,6	29,7	13,6	0,1	F
10	Grădiște lac Balta Albă . .	6,16	144	8,6	38,3	—	3,1	22,3	15,0	12,7	—	F
11	Grădiște	7,17	91	35,2	8,2	—	6,6	35,5	10,2	4,2	0,1	F
12	Custura	12,39	248	32,7	14,8	0,1	2,4	28,3	9,5	12,2	—	F
13	Racovița	3,16	43	34,7	5,9	—	9,4	34,2	11,6	4,2	—	E
Balta Cîineni ¹⁾ . . .												
		36,07	—	30,8	18,6	—	0,6	34,4	2,2	13,4	—	

¹⁾ Vezi explicația de la tabl. 1.

Prima caracteristică hidrochimică a apelor din raionul Făurei o constituie faptul că mineralizația totală a apelor subterane freatiche de aici este superioară mineralizației totale a apelor subterane freatiche din cîmpia Rîmnicușorii Sărat. Cauzele acestei concentrații mai ridicate în săruri minerale (în general peste 3 g/l) pot fi puse în legătură în primul rînd cu infiltratiile nemijlocite din apele Buzăului, care conțin un procent însemnat de săruri, iar în al doilea rînd cu faptul că ele găsindu-se la adâncimi mici și sub influența unui climat stepic tot mai accentuat către est, sănt supuse proceselor de salinizare care au loc în asemenea regiuni. Influențele pe care le exercită circulația prin capilaritate și evaporație se reflectă prin bogata vegetație halofilă, a cărei manifestare preponderentă între limitele acestui raion ar putea constitui încă un argument pentru delimitarea apelor subterane din zona depresionară față de cele din cîmpia Rîmnicului.

A doua caracteristică hidrochimică a apelor din raionul Făurei o constituie faptul că aceste ape prezintă o reducere a bicarbonațiilor alcalino-teroși, însotită de o creștere importantă a clorurii de sodiu. Spre deosebire de cîmpia Rîmnicului, unde calciul apare legat numai de ionul CO_3H^- și de ionul SO_4^{2-} , în raionul Făurei se constată în unele puncte că ionul Ca^{2+} este legat și de Cl^- .

Din reprezentarea grafică a compoziției chimice a apelor freatiche din raionul Făurei, după diagrama Tolstihin (fig. 2), reiese că ele sănt grupate între limite apropiate, adică ele constituie o familie de ape subterane care caracterizează și din punct de vedere hidrochimic acest raion.

b) *Raionul hidrogeologic Măxineni*. Prin raionul hidrogeologic Măxineni noi am înțeles porțiunea de luncă a Siretului aflată pe ambele laturi ale cursului rîului Buzău prin această luncă, în aval de Racoviță. Numai această porțiune din lunca Siretului a fost cercetată în cadrul studiului de față.

În această regiune nu se constată prezența aluvionișilor psefítice ale Buzăului sau eventual ale Siretului, apele freatiche fiind cantonate în nisipuri fine, de multe ori separate într-o succesiune de lentile prin intercalații argiloase. Caracterul litologic al stratului acvifer dovedește că atât Siretul, cât și Buzăul, cînd și-au săpat luncile respective atinseseră o fază de maturitate. De fapt, cum am arătat mai înainte, Buzăul a fost atras către lunca Siretului într-o epocă subactuală, epocă în care el transportă același tip de aluvioni psamitice fine pe care le transportă și în Actual, în timp ce Siretul transportă asemenea aluvioni încă dintr-o epocă mai îndepărtată.

Din alura hidroisohipselor se constată că apele subterane din porțiunea de luncă studiată sănt drenate către actuala albie majoră a Siretului. Hidroisohipsele descriu în această zonă trasee ezitante și sănt foarte rare, după cum reiese și din gradientul hidraulic al fluxului subteran freatic, care atinge valoarea minimă de 0,0006.



Privitor la adîncimea stratului freatic în lunca Siretului, constatăm variații succesive de adîncimi care ar părea că vin în contradicție cu morfologia și litologia uniformă a acestei regiuni. Cauzele acestui aspect pot fi explicate ținându-se seama că porțiunea din lunca Siretului ce vine în contact cu muchia

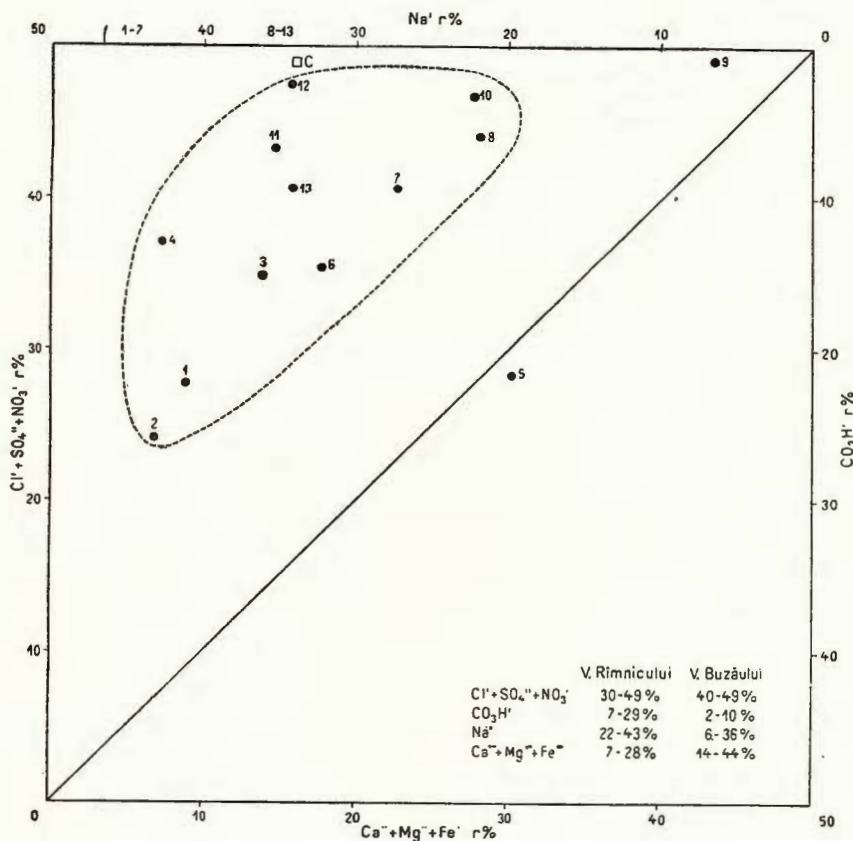


Fig. 2. — Compoziția chimică a apelor freatice din raionul Făurei.

Suligatul, și într-o mai mică măsură și cu muchia Rîmnicului, este acoperită de depozite deluviale-proluviale tinere, care, în jurul acestui contact morfologic, au supraînălțat relieful inițial, creat de Siret. Este natural ca pe zona de extensiune a acestor deluvii-proluvii apele subterane freatice, cantonate în aluviuni, să se găsească la adîncimi relativ mai mari decât în zonele în care s-a menținut relieful inițial menționat.

Pe de altă parte, observăm că altitudinea relativă medie a muchiei Suligatul, este de cca 15 m, și a muchiei Rîmnicel, care este de aproape 10 m, dovedește

existența unor strate acvifere în cîmpii Rîmnicului și Brăilei, complet separate de cel din lunca Siretului. Datorită taluzului abrupt al muchiei Suligatul și al muchiei Rîmnicelui, apele din cîmpia Rîmnicului și din cîmpia Brăilei sînt puternic drenate și creează, pe o bandă în jurul contactului morfologic dintre luncă și aceste cîmpii, o zonă de ape la adîncimi foarte mici și chiar de izvoare cantonate în depozitele aluviale-proluviale. Datorită caracterului permeabil al depozitelor care iau parte la alcătuirea luncii Siretului, ele alimentează stratul acvifer din aluvioni, creîndu-se astfel zone cu adîncimi variate ale nivelului hidrostatic.

Față de cele expuse arătăm că în cadrul reliefului inițial al Siretului, adîncimile apelor subterane variază între 4 m și 5 m. Pe teritoriul unde lunca Siretului a fost acoperită de depozite deluviale-proluviale, nivelul hidrostatic se găsește la adîncimi de 8—9 m, în timp ce la contactul morfologic amintit, el nu depășește 2—3 m.

Pentru stabilirea caracterelor hidrochimice ale apelor freatic din raionul hidrogeologic Măxineni, s-au analizat 15 probe de apă, a căror compoziție chimică în procent-echivalenți este menționată în tabloul 3.

TABLOUL 3

Nr. crt.	Localitatea	Mineralizare totală g/l	Duritate grade germane	Procent echivalenți								Clasa de ape
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	CO ₃ H ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	
1	Salcia . . .	2,592	45	24,9	10,9	0,2	14,0	28,9	10,0	11,1	—	D
2	Stupina . . .	10,731	207	36,2	11,1	0,3	2,4	29,4	10,2	10,4	—	F
3	Cuza-Vodă .	12,455	232	37,5	9,6	1,2	1,7	30,0	10,6	9,4	—	F
4	Salcia Tudor .	10,075	189	39,2	9,0	—	1,8	30,7	13,9	5,4	—	F
5	Ariciu . . .	7,714	153	29,4	13,1	2,6	4,9	27,6	13,0	9,4	—	F
6	N. Bălcescu .	8,678	182	32,6	14,5	—	2,9	27,2	13,0	9,8	—	F
7	Corbeni . . .	7,257	107	37,0	8,5	0,6	3,9	33,5	14,2	2,3	—	F
8	Domnița (M. Kogălniceanu)	4,645	50	16,4	9,9	12,6	11,1	36,1	7,5	6,4	—	E
9	Scorțaru Nou .	9,217	275	30,5	15,0	0,2	4,3	17,7	16,5	15,8	—	F
10	Pitulați . . .	3,507	52	26,7	12,1	—	11,2	32,6	7,1	10,3	—	E
11	Măxineni . . .	3,30	73	36,1	6,8	—	7,1	24,9	15,9	9,2	—	E
12	Măicănești . .	1,69	34	17,7	12,9	—	19,4	24,8	14,0	11,2	—	D
13	Latinu . . .	5,84	125	30,9	14,8	0,2	4,1	25,7	20,1	4,2	—	F
14	Gurgueți . . .	1,71	44	18,2	14,2	0,1	17,5	17,8	23,0	9,2	—	D
15	Oancea . . .	3,20	48	29,2	6,7	0,2	13,9	31,2	9,5	9,3	—	E

Din acest tablou reiese că apele subterane din raionul Măxineni prezintă o mineralizație totală cu aceleași particularități ca și ale raionului Făurei, totuși cu o concentrație mult mai ridicată, care în majoritatea cazurilor oscilează între 6 g/l și 12 g/l. Caracteristica hidrochimică a raionului Măxineni constă în faptul

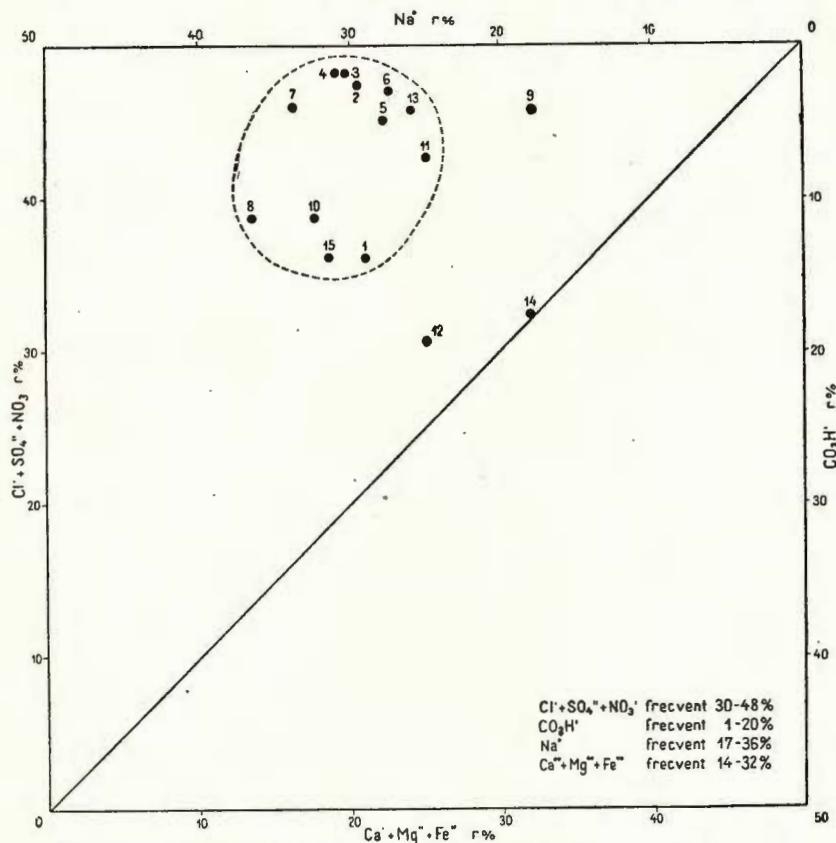


Fig. 3. — Compoziția chimică a apelor freatici din raionul Măxineni.

că apele subterane freatici prezintă procentul cel mai redus al ionului CO_3H^+ și cel mai ridicat procent de Cl^- .

Inrudirea acestor ape subterane cu cele din raionul Făurei este pusă în evidență și prin diagrama Tolstihin (fig. 3), în care ele ocupă o poziție oarecum analogă.

3. CÎMPIA BRĂILEI

In cadrul acestui raion hidrogeologic am studiat numai zona vestică și de sud a cîmpiei Brăilei, partea de NE a acesteia, dincolo de valea Iencii, depășind cadrul preocupărilor noastre din studiul de față.

Din cercetarea hidroisohipselor trasate pentru această zonă reiese în primul rînd o observație de ordin general, că ele ar putea fi considerate ca o continuare a fluxului subteran din cîmpia Rîmnicului. Este probabil că această prezentare a hidroisohipselor constituie o dispoziție relictă dinainte de săparea culoarului actuală văii a Buzăului dintre cîmpia Făureilor și lunca Siretului. Acțiunea de drenare a acestui culoar se exercită numai în zonele de contact morfologic și, probabil datorită tinereții acestuia, el n-a influențat direcția generală de drenare a apelor subterane.

In contrast cu tinerețea acestui culoar de străpungere stă acțiunea văii Călmățuiului, care, fiind mult mai veche, a adus modificări sensibile în mersul hidroisohipselor prin acțiunea de drenare pe care o exercită și care este pusă în evidență prin hidroisohipsele de 20 m și 15 m.

In cîmpia Brăilei, direcția generală de drenare a apelor este către est, adică spre lunca Dunării. La limita de nord a regiunii noastre se mai constată și manifestarea unei acțiuni de drenare spre lunca Siretului.

In cadrul regiunii studiate, gradientul hidraulic se menține în jurul valorii mijlocii de 0,001.

O altă caracteristică hidrogeologică a cîmpiei Brăilei o constituie alura cu totul neregulată a hidroisohipselor din partea centrală a acestei cîmpii, denumită cîmpia Movila Miresei. Sub acțiunea de deflație s-au creat depresiuni relativ adânci, care, atingînd nivelul hidrostatic, s-au transformat în zone de drenare a apelor subterane, unele generînd chiar lacuri. Pe taluzele unora dintre aceste depresiuni, cum ar fi Ianca, Lutul Alb ori Movila Miresii, se constată chiar apariții de izvoare. In cîmpia Brăilei, sub acțiunea de drenare a depresiunilor de deflație, hidroisohipsele capătă un traseu festonat.

In legătură cu adîncimea nivelului hidrostatic din porțiunea cercetată a cîmpiei Brăilei se constată că, deși în general stratul acvifer freatic prezintă o coborîre foarte ușoară spre zonele de drenare, consecventă în linii mari cu panta generală topografică, totuși hidroisobatele prezintă valori variate datorite proceselor de acumulare eoliană și deflație. In zonele în care predomină procesele de acumulare eoliană, adîncimea nivelului hidrostatic atinge mărimi pînă la 15 m, în timp ce în zonele de deflație intensă nivelul hidrostatic este la adîncimi mai mici sau chiar la zi, uneori, după cum am arătat, apărînd și izvoare.

Variația adîncimii apelor subterane mai înainte semnalată constituie o dovdă în sensul că actualul relief minor eolian este foarte tînăr și n-a influențat regimul hidrogeologic creat ca urmare a alcăturii litologice a acestei subunități.

* * *

Pentru stabilirea caracterelor hidrochimice ale apelor freatic din raionul hidrogeologic al cîmpiei Brăilei s-au analizat 22 probe de apă, a căror compozitie



chimică în procent-echivalenți este arătată în tabloul 4, completat comparativ cu analiza chimică a apei cîtorva lacuri sărate din Cîmpia Brăilei (P. PETRESCU 1940).

TABLOUL 4

Nr. crt	Localitatea	Mineralizație totală g/l	Duritate grade germane	Procent-echivalenți								Clasa de ape ¹⁾
				Cl'	SO ₄ '	NO ₃ '	CO ₃ H'	Na'	Ca''	Mg''	Fe''	
1	Oghiala Mare	11,943	82	36,4	10,8	—	2,8	42,4	3,3	4,2	0,1	F
2	Filipești	2,869	127	27,3	7,8	1,7	13,2	2,3	14,9	32,7	0,1	D
3	Dedulești Gară	3,622	160	31,2	10,1	1,4	7,3	2,5	30,2	17,2	0,1	E
4	G.A.S. Berea Barbu (De- dulești)	4,33	32	30,2	11,0	0,2	8,6	41,5	4,3	4,3	—	E
5	Sutești	3,939	100	13,2	4,0	21,2	11,6	16,5	16,7	16,8	—	E
6	Ștefan cel Mare	1,557	35	9,6	11,9	3,1	22,1	21,9	5,0	23,1	—	D
7	Rîmnicelu	0,851	28	6,3	6,4	2,2	35,1	7,1	15,6	27,1	0,2	D
8	Gemelele	2,232	63	28,5	10,3	0,1	11,1	17,8	15,5	16,7	—	D
9	Movila Miresei	3,132	65	17,7	5,7	12,7	13,9	24,4	3,3	22,3	—	E
10	Esna	1,895	18	9,8	3,1	0,4	36,7	36,9	1,6	11,5	—	D
11	M. Kogălniceanu	2,742	21	7,7	18,6	0,7	23,0	39,8	0,7	9,4	0,1	D
12	Ianca	3,806	93	27,8	9,6	1,0	11,6	22,3	5,1	22,6	—	E
13	Perișoru	6,354	141	29,9	10,6	6,3	3,4	25,3	5,1	19,6	—	F
14	Berlești	7,031	210	36,3	8,5	0,7	4,5	17,5	24,4	8,1	—	F
15	Bordeiul Verde	5,107	181	22,9	6,6	12,8	7,7	10,0	9,4	30,6	—	F
16	C. Gabrielescu	3,518	47	20,0	17,7	0,3	12,0	34,0	4,4	11,6	—	E
17	Urleasca	4,897	114	16,8	3,5	17,3	10,3	21,5	6,2	22,3	—	E
18	Urleasca-Mă- zăreni	3,631	53	25,4	14,2	—	8,9	33,3	2,9	13,8	—	E
19	Osmanu	4,097	114	18,2	22,8	1,6	7,4	17,6	19,2	13,2	—	E
20	Golășei	2,724	66	16,2	8,8	6,9	18,1	19,4	8,6	22,0	—	D
21	V. Cînepeii	8,493	280	18,0	9,6	17,8	4,6	9,9	18,9	21,2	—	F
22	Grogeni	7,198	213	16,0	9,6	19,3	5,1	13,3	19,4	17,3	—	F
Lacuri sărate¹⁾												
Ianca		34,462	—	39,4	10,4	—	0,2	35,3	3,6	11,1	—	
Plopuc		18,891	—	42,2	7,3	—	0,5	45,5	—	4,5	—	
Lutul Alb		21,579	—	32,6	10,6	—	—	48,5	—	1,5	—	
Movila Miresei		137,971	—	36,5	12,8	—	0,7	49,2	—	0,8	—	

1) Vezi explicația de la tabl. 1.



Din cercetarea compoziției chimice a apelor subterane din acest raion hidrogeologic, reiese că amplitudinea mineralizației lor totale variază între limite foarte largi, cuprinse între mai puțin de 1 g/l și pînă la aproape 12 g/l. În cîmpia Brăilei se întîlnesc aproape toate tipurile de ape subterane, dintre care în unele predomină bicarbonații alcalino-teroși, iar în altele clorurile, sulfatii și nitrații

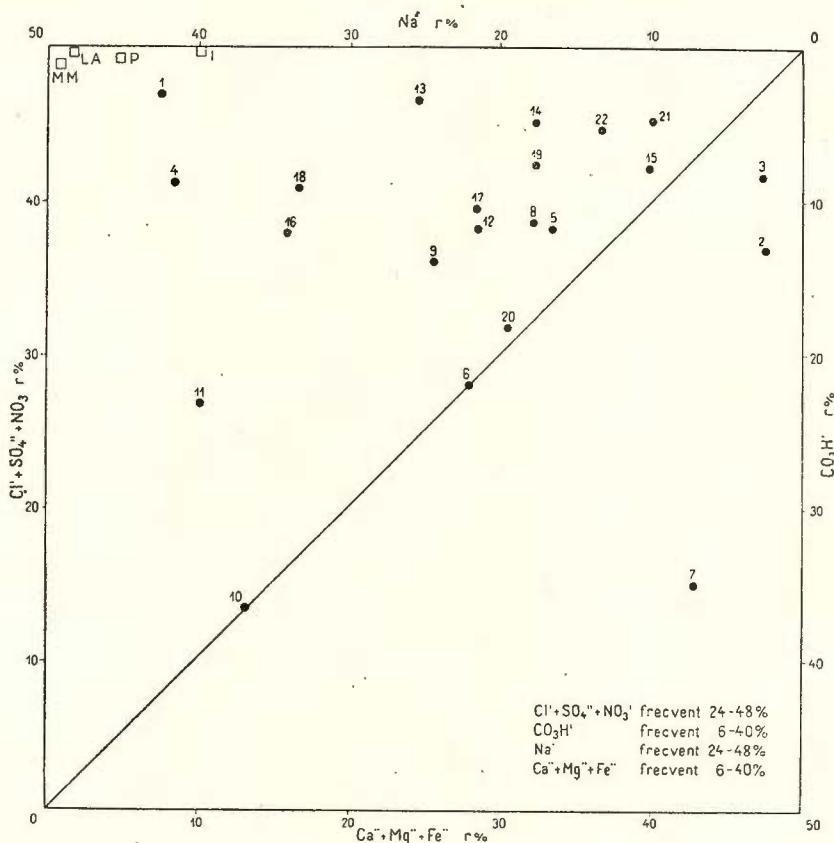


Fig. 4. — Compoziția chimică a apelor freatic din Cîmpia Brăilei.

alcalini. Spre deosebire de apele subterane din celelalte raioane, care pot fi apreciate ca aparținînd hidrochimic aceleiași familii, în cîmpia Brăilei nu se pot stabili înrudiri de ordin hidrochimic între apele subterane analizate. Diagrama Tolstihin (fig. 4) pune în evidență diversitatea pozițiilor hidrochimice ale apelor subterane din acest raion.

După părerea noastră, acest fenomen se poate explica prin variația granulometrică a depozitelor superficiale. Din acest punct de vedere constatăm, că,

după datele de foraj, în partea de nord și vest a regiunii depozitele loessoide au un caracter predominant psamitic, în timp ce în partea de sud și sud-est a regiunii, depozitele loessoide au un caracter predominant alevritic. Aceste caractere granulometrice se reflectă și în dezvoltarea reliefului de dune, care apare cu deosebită intensitate în zonele în care granulometria este precum-pănitor psamitică, în timp ce în zonele în care alevritele sunt predominante și contribuie la o oarecare consolidare a materialului, acțiunea modelatoare eoliană este foarte redusă. Înțînd seama de faptul că alimentarea apelor subterane freatic se face exclusiv pe seama precipitațiilor atmosferice, trebuie să admitem că în depozitele loessoide psamitice, aceste infiltrării au loc în condiții foarte favorabile, în timp ce în zonele alevritice infiltrăriile se fac într-un ritm mult mai încet. Datorită acestei dinamici variate, în depozitele psamitice sărurile minerale solubile au fost spălate și îndepărtate, în timp ce în depozitele alevritice atât procesele de infiltratie cât și procesele de circulație a apelor subterane sunt mai lente.

Din datele analizelor granulometrice și a gradientului hidraulic al apelor subterane, se poate aprecia că circulația acestor ape în depozite alevritice are loc cu o viteză de ordinul a 1 m/an, în timp ce în depozitele psamitice această viteză de circulație este mult mai mare. Din cele de mai sus decurg și caracterele hidrochimice ale apelor subterane din cîmpia Brăilei și anume: în zonele de dune sunt ape cu mineralizație redusă, în general bicarbonatace, iar în zonele în care depozitele loessoide sunt constituite în deosebi din alevrite, apar ape clorurate și sulfatate.

CONCLUZII HIDROGEOLOGICE

Priveți din punct de vedere regional, apele subterane freatic din Cîmpia română de nord-est își păstrează direcțiile lor de circulație inițială, pe care le primesc din zona cumpenei subterane pe care o constituie V. Rîmnicului Sărat din zona contactului morfologic al Subcarpaților cu cîmpia. Într-adevăr, fluxul subteran este dirijat regional spre SE sub acțiunea drenantă a văilor Buzău—Călmățui, spre NE sub acțiunea drenantă a luncii Siretului și spre E sub acțiunea drenantă a luncii Dunării.

Adâncimea nivelului hidrostatic pe teritoriul de vest al cîmpiei nord-estice este, în general, influențată de văile care fragmentează relieful, pe cind în partea de est, variația nivelului hidrostatic trebuie pusă în legătură cu modelarea reliefului sub acțiunea eoliană. Față de aceste particularități regionale ale apelor subterane, se constată abateri create de apariția reliefului interzonal datorit rețelei hidrografice majore a regiunii, cu specificul lor propriu în cîmpia Făureiilor și lunca Siretului.

Din punct de vedere hidrochimic, întreaga cîmpie de nord-est reprezintă zona cu apele cele mai puternic mineralizate din întreaga Cîmpie romînă, iar în punctele unde apar ape mai puțin mineralizate, ele sănt consecința unor cauze locale.

BIBLIOGRAFIE

1. LITEANU E. Geologia zonei orașului București. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, Seria E, nr. 1. București, 1952.
2. LITEANU E. Geologia ținutului de cîmpie din basinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E, nr. 2. București, 1953.
3. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., SLĂVOACĂ D. și BANDRABUR T. Raionarea apelor freatiche potabile și nepotabile din Cîmpia romînă orientală. *Ac. R.P.R. Bul. Șt., Secția Geol.-Geogr.*, 1, București, 1956.
4. LITEANU E., ROTMAN S., BANDRABUR T., SLĂVOACĂ D. și PRICĂJAN A. Raionarea hidrochimică a apelor freatiche din Cîmpia romînă orientală și prognoza evoluției solurilor sub influența irigațiilor. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Secția Geol.-Geogr.*, 1. București, 1956.
5. MIHĂILESCU V. Asupra teraselor morfologice. *I.C.G. Cursuri*. București, 1947.
6. MURGOCI G. La Plaine roumaine et la Balta du Danube. București, 1907.
7. MURGOCI G., PROTOPOPESCU-PACHE EM. și ENCULESCU P. Raport asupra lucrărilor făcute la secția agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1908.
8. PANĂ A., Cursul inferior al Călmățuiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV. București, 1909.
9. PETRESCU P. Recherches hydrochimiques dans la Plaine Roumaine. București, 1940.
10. POPP N. Subcarpații dintre Dîmbovița și Prahova. București, 1939.
11. VÎLSAN G. Cîmpia romînă. *Bul. Soc. Geogr.* București, 1916.
12. VÎLSAN G. Influențe climatice în morfologia cîmpiei. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII. București, 1917.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA PARTIE NE DE LA PLAINE ROUMAINE

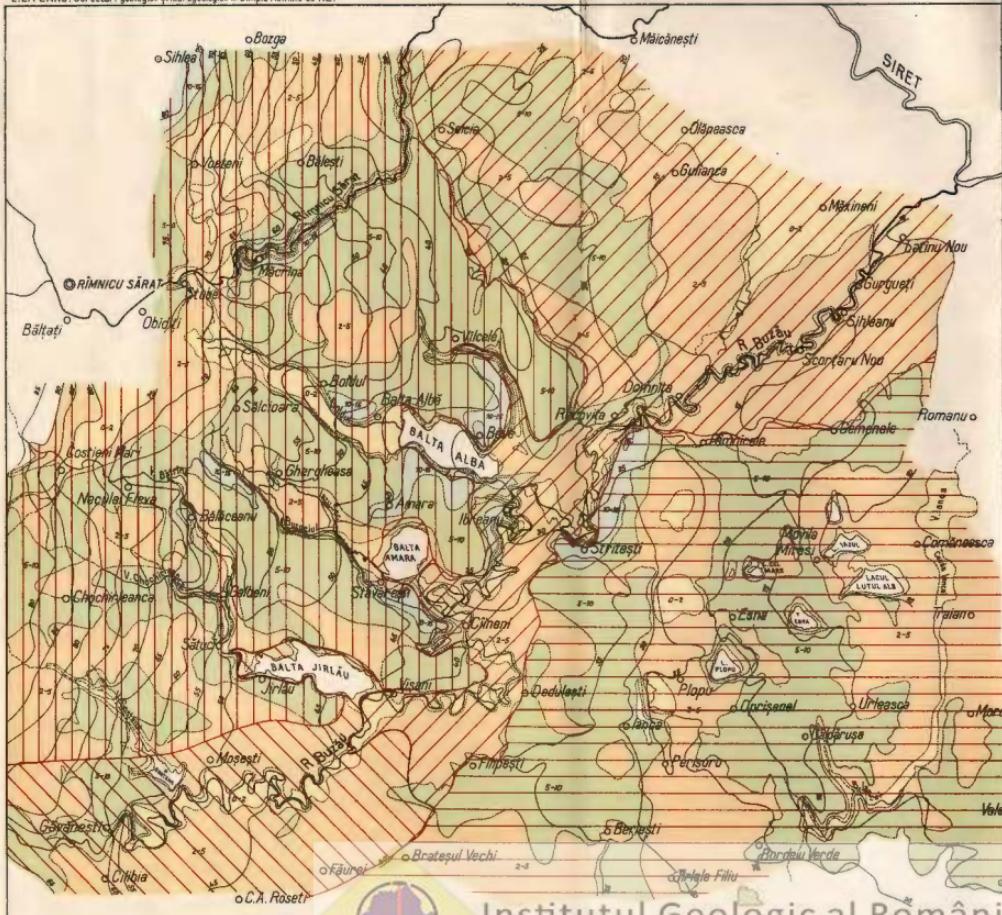
PAR

E. LITEANU

(Résumé)

L'auteur a étudié la vaste dépression représentée par la partie NE de la Plaine roumaine le plus intensément affectée par les processus de subsidénce qui se sont manifestés pendant le Quaternaire. En ce qui concerne la structure, ce territoire représente la terminaison périsylinale E de la cuvette quaternaire





HARTA HIDROGEOLOGICĂ ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ DE NORDEST

SCARA 1:250.000

LEGENDA

1 Hidroizobate	0 - 2 m
	2 - 5 m
	5 - 10 m
	10 - 15 m
	> 15 m
2 Hidroizohipe echidistanță 5 m	
3 Cîmpia Rimnicului	Lunca Siretului
4 Cîmpia Flăurelor	Cîmpia Brăilei

Tudor Vladimirescu

Lacu Sărăt

Chisărău

Valea Chepel

Groșani

Dumbrăvești

Bălățari

Cîmpia

Brăilei

NE

Institutul Geologic al României



de la Plaine roumaine, sous laquelle plonge le Pliocène des Subcarpates de la Courbure et du Plateau moldave, ainsi que les formations paléozoïques et mésozoïques de la Dobrogea du N.

À Balta Albă les dépôts quaternaires atteignent une épaisseur maximum de 500 m et sont constitués — comme dans le reste de la région — par une alternance d'argiles et de sables fins alévitiques. Le contenu paléontologique des dépôts quaternaires est représenté par des formes de Gastéropodes terrestres et de Mollusques fluviatilo-lacustres, en général identiques à la faune actuelle de la région. Ce contenu paléontologique est réparti d'une manière uniforme non seulement dans tout l'intervalle stratigraphique du Quaternaire, mais il descend en verticale au moins jusqu'à la limite Astien supérieur/Astien inférieur.

La région étudiée a été divisée sur des considérations morpho-structurales en plusieurs sous-unités, à savoir: la Plaine du Rîmnic, la Plaine de Brăila, la Plaine alluviale du Buzău et la Plaine alluviale du Siret.

Dans la Plaine du Rîmnic, le long du contact morphologique avec les Subcarpates, affleurent les Graviers de Cîndești, d'âge villafranchien.

Les dépôts pséphitiques appartenant à la base du Pléistocène plongent sous les dépôts holocènes de la plaine, d'après un angle de quelques minutes d'arc. Ces dépôts pséphitiques plongent graduellement en passant latéralement vers l'extérieur (vers l'E) aux dépôts à granulométrie de plus en plus fine, de sorte qu'à Balta Albă, ils ne peuvent plus être différenciés, au point de vue lithologique, des dépôts du mur et du toit.

À la bordure E de la Plaine du Rîmnic, le long du contact morphologique avec la plaine alluviale du Siret, affleurent des sables fins, recouverts par des dépôts loessoïdes appartenant probablement à l'Holocène inférieur.

Dans la Plaine de Brăila affleurent également les termes de l'Holocène inférieur, représentés par des dépôts de type loessoïde, recouverts par des sables de dunes consolidées.

La Plaine alluviale du Buzău, depuis la limite W de la région étudiée jusqu'à la zone de Făurei, est constituée par des dépôts alluvionnaires, épais de 25—30 m, appartenant à l'Holocène supérieur. Dans la formation de ces dépôts alluvionnaires interviennent à la base, des éléments pséphito-psammitiques, qui passent vers la partie supérieure, aux sables fins et alévitiques.

La plaine alluviale du Siret est constituée exclusivement par des dépôts à granulométrie fine, appartenant également à l'Holocène supérieur.

Vu cette particularité, les dépôts qui forment la plaine alluviale du Siret ne peuvent pas être différenciés, sur des critères lithologiques; des dépôts du soubassement d'âge Holocène inférieur.

En ce qui concerne les eaux phréatiques, l'auteur a constaté qu'au point de vue hydrogéologique, la zone des plaines interfluviales qui bordent la rivière

de Rîmnicu Sărat — au niveau du contact morphologique avec les Subcarpates — joue le rôle d'une ligne de partage des eaux souterraines de la région. En effet, le flux souterrain est dirigé à partir de cette zone selon un fascicule de direction qui s'inscrit dans chaque région dans un angle de 90°, par rapport à l'action de drainage des dépressions majeures du relief. C'est pourquoi, la direction SE de l'écoulement des eaux souterraines a été déterminée par le drainage de la plaine alluviale du Buzău; l'écoulement vers l'E a été assuré par l'action de drainage de la plaine alluviale du Danube et la direction NE de l'écoulement a été créé par le drainage de la plaine alluviale du Siret.

La minéralisation des eaux phréatiques varie entre 1—12 g/kg, étant représentée par des ions de Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} .

EXPLICATION DES FIGURES ET DE LA CARTE FIGURES

Fig. 1. — Composition chimique des eaux phréatiques de la Plaine du Rîmnic, d'après le diagramme de TOLSTIHIN.

Fig. 2. — Composition chimique des eaux phréatiques du district de Făurei, d'après le diagramme de TOLSTIHIN.

Fig. 3. — Composition chimique des eaux phréatiques du district de Măxineni, d'après le diagramme de TOLSTIHIN.

Fig. 4. — Composition chimique des eaux phréatiques de la Plaine de Brăila, d'après le diagramme de TOLSTIHIN.

CARTE

Carte hydrogéologique de la Plaine Roumaine du NE.

1, hydroisobathe; 2, hydroisohypse, équidistance 5 m; 3, Plaine du Rîmnic; 4, Plaine de Făurei; 5, plaine alluviale du Siret; 6, Plaine de Brăila.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОЕГОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУМЫНСКОЙ РАВНИНЫ

Е. ЛИТЕАНУ

(Краткое изложение)

Автор изучил впадину занимающую северо-восточную часть Румынской Равнины, подвергшуюся в четвертичном периоде процессу опускания. По своей структуре эта территория является пересинклинальной восточной оконечностью четвертичной мульды Румынской



равнины, под которую погружается плиоцен Подкарпатского прогиба и Молдавской возвышенности, а также и палеозойские и мезозойские образования северной Добруджи.

Четвертичные отложения достигают в местности Балта Албэ наибольшей мощности в 500 м, и состоят в этом месте как и во всей области из глины, чередующейся с тонкозернистыми алевритовыми песками. Палеонтологический состав четвертичных отложений представлен земными брюхоногими озерными и речными моллюсками, в общих чертах идентичными с современной фауной области. Этот палеонтологический состав не только распределен равномерно по всему стратиграфическому интервалу четвертичного периода, но он опускается и по вертикали по крайней мере до границы между верхним и нижним подъярусами астийского этажа.

По морфологико-структурным признакам изученная область была подразделена на следующие части: Равнина Рымникул, Равнина Брэилы, пойма реки Бузэу и пойма Серета.

В Равнине Рымника, на месте контакта с Подкарпатами, выходят на поверхность слои гальки «Кынденшть» виллафранкского возраста.

Псефитовые отложения из которых сложено основание плеистоцена погружаются под голоценовые отложения Румынской равнины под углом равным всего нескольким минутам. Эти псефитовые отложения погружаются постепенно, переходя к востоку в отложения с более тонкой грануляцией, так что в Балта Албэ они уже не отличаются от отложений кровли и подошвы.

На восточной границе равнины Рымника, на месте ее морфологического контакта с поймой Серета выходят на поверхность мелкозернистые пески, покрытые лессовидными отложениями, принадлежащими по всей вероятности к нижнему голоцену.

На равнине Брэилы выходит на поверхность нижний голоцен, представленный лессовидными отложениями, покрытыми песками затвердевших дюн.

Пойма р. Бузэу, от верховьев до зоны Фэурей состоит из наносных отложений, мощностью в 25-30 м., принадлежавших к верхнему голоцену. В образовании этих наносных отложений принимают участие псефито-псамитовые элементы, находящиеся у основания и переходящие в верхней части в мелкозернистые алевритовые пески.

Пойма Серета состоит исключительно из наносных отложений с тонкозернистой грануляцией, принадлежащих также к верхнему голоцену.

Вследствии этой особенности, отложения входящие в состав поймы Серета не могут быть отделены по литологическим признакам от отложений фундамента, принадлежащих к нижнему голоцену.



Исследуя грунтовые воды, автор убедился что с гидрогеологической точки зрения зона междуречий, окружающих р. Рымнику Серат начиная от места контакта с Подкарпатами, играет роль подземного водораздела этой области. Из этой зоны подземные воды текут в нескольких направлениях, которые можно вписать в угол 90°. Эти направления определены стоком к главным морфологическим понижениям. Таким образом сток подземных вод к юго-востоку является следствием дренажа в направлении поймы реки Бузеу, водосток в восточном направлении находится под влиянием поймы Дуная, а водосток в северо-восточном направлении под влиянием поймы Серета.

Минерализация грунтовых вод колеблется между 1—12 г/кг. и представлена ионами Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} .

ПОЯСНЕНИЕ К РИСУНКАМ И К КАРТЕ РИСУНКИ

Рис. 1. — Химический состав подземных вод равнины «Рымник» по диаграмме Толстыхина.

Рис. 2. — Химический состав подземных вод округа Фэурей, по диаграмме Толстыхина.

Рис. 3. — Химический состав подземных вод округа Мэксинень, по диаграмме Толстыхина.

Рис. 4. — Химический состав подземных вод равнины «Брэила», по диаграмме Толстыхина.

КАРТА

Гидрогеологическая карта северо-восточной части Румынской равнины.
1, гидроизобаты; 2, гидроизогипсы, расстояние между линиями равно 5 м; 3, Равнина Рымника; 4, Равнина Фэурей; 5, аллювиальная долина Серета; 6, Равнина Брэила.



ASPECTELE GENERALE ALE STRATIGRAFIEI PLEISTOCENULUI ȘI ALE GENETICEI RELIEFULUI DIΝ CÎMPIA ROMÎNĂ

DE
EMIL LITEANU

INTRODUCERE

Primele cercetări asupra Cuaternarului din Cîmpia română au fost întreprinse, începînd din ultimul deceniu al veacului trecut, de către Biroul Geologic de sub conducerea lui GRIG. ȘTEFĂNESCU, care a preconizat cu această ocazie următoarea schemă stratigrafică (61, 1892):

Pleistocenul este reprezentat la partea inferioară prin nisipuri și pietrișuri (Diluviul cenușiu), iar la partea superioară printr-o pătură de loess (Diluviul galben).

Holocenul îi revin depozitele de luncă denumite « aluviuni moderne ».

Delimitarea Cuaternarului de Terțiар a fost întemeiată pe criteriul apariției în culcușul depozitelor pleistocene a « argilei vinete levantine ».

Mai tîrziu, în anul 1910, G. MURGOCI, discutînd orizontarea propusă de GR. ȘTEFĂNESCU, este de părere că ea nu se confirmă în ținuturile extracarpatiche, « deoarece condițiile de depunere și succesiune a sedimentelor nu au fost aceleași în același timp pe toată întinderea țării ».

Cum în intervalul dintre cele două războaie mondiale nu s-au întreprins studii geologice în Cîmpia română, schema stratigrafică a Cuaternarului a rămas o problemă deschisă.

Totuși, premizele elaborate de GR. ȘTEFĂNESCU au influențat profund concepțiile asupra structurii depozitelor cuaternare din Cîmpia română și a limitei Cuaternar/Levantin. Într-adevăr, în trecut, argilele cuaternare care apar în malurile Mostiștei și Ialomiței au fost atribuite Levantinului (GR. ȘTEFĂNESCU 62, 1898 și MURGOCI 47, 1907) pe considerentul că prezintau o culoare vînată. Pe baza presupunerii prezenței Pliocenului la mică adîncime, s-a admis că



depozitele cuaternare sunt subțiri și orizontale. În acest mod se explică fixarea arbitrară, la adâncimea de 60 m, a limitei Pleistocen/Levantin, în forajul București-Filaret (EM. PROTOPOPESCU-PACHE 58, 1923) și faptul că pînă în ultimul deceniu această delimitare a fost acceptată de toți autorii care au studiat acest ținut.

Studiile întreprinse de noi în ultimii 10 ani în Cîmpia română, bazate pe criterii geometrice, dovezi paleontologice și argumente morfologice, au întemeiat noi puncte de vedere asupra succesiunilor stratigrafice și structurii acestui ținut. Față de faptul că teritoriul Cîmpiei române ocupă o suprafață de peste 40.000 km², ne vedem obligați să rezumăm expunerea acestora la interpretările de ordin general reieșite din studiul datelor de cartare și foraje avute la dispoziție. Deși o parte a acestor interpretări au fost publicate în lucrări apărute ca urmare a cercetărilor întreprinse în ultimul deceniu în unele regiuni din Cîmpia română, am considerat că o prezentare sintetică a stadiului cunoștințelor actuale asupra Cuaternarului și geneticei reliefului din acest ținut, nu este lipsită de interes.

* * *

Cîmpia română constituie o provincie morfologică mărginită de colinele carpatici, fluviul Dunărea și cursul inferior al Siretului.

Particularitățile evoluției și alcăturii geologice a teritoriului Cîmpiei române au permis să se afirme că acest ținut reprezintă totodată o mare unitate structurală. Totuși, limitele acestei unități, față de unitățile structurale învecinate, puse în trecut în legătură cu existența unor importante accidente tectonice (falia Dunării și falia de la marginea externă a Subcarpațiilor), care în prezent nu mai pot fi susținute (E. LITEANU 24, 1953; 26, 1955 și 28, 1956), sunt în cea mai mare parte lipsite de claritate. Din această cauză s-a admis, în mod arbitrar, ca ea să fie considerată echivalentă cu provincia morfologică respectivă. Sub acest aspect Cîmpia română se mărginește spre interior cu Subcarpații și cu partea nordică a Depresiunii getice, iar spre exterior cu Platforma prebalcanică, Dobrogea de N și Podișul moldovenesc.

Din punct de vedere genetic, fundamentalul Cîmpiei române este reprezentat prin depozitele cretacice aparținînd Platformei Prebalcanice, care în Preneogen avansa, probabil cu înfățișarea morfologică actuală, larg spre interior.

Începînd cel puțin din Miocen, o mare parte a teritoriului Cîmpiei române a fost afectat de o mișcare de subsidență, a cărei axă de intensitate maximă s-a deplasat, pararel cu lanțul carpatic, treptat spre ținuturile din față. În acest mod s-a generat o vastă cuvetă mio-pliocenă, la alcătuirea căreia iau parte depozite tortoniene și sarmatiene, precum și depozite meotiene, pontiene, daciene și levantine.

Potrivit datelor reieșite din foraje se constată că axa de afundare maximă a cuvetei menționate urmărește în general, de la limita estică a Cîmpiei române



spre W, zona contactului morfologic dintre cîmpie și coline. Începînd probabil din dreptul rîului Cricovul Sărat direcția acestei axe se modifică, fiind dirijată spre WSW pînă la N de orașul Craiova. După ce ocolește pe la NW zona acestui oraș, direcția axei cuvetei mio-pliocene se îndreaptă spre S, trecînd prin zonele comunelor Băilești și Rastu, spre bazinul pliocen din partea de NW a Bulgariei.

Datorită intensității inegale sub care s-au manifestat procesele de subsidență din acest teritoriu, a început să se contureze încă din Pliocen existența a două arii: una vestică, puțin scufundată, situată în fața Carpaților meridionali, și alta estică, puternic scufundată, plasată în fața ramurii sudice a Carpaților orientali.

Odată cu începutul Cuaternarului, ariile menționate devin două compartimente distincte, care pot fi separate după zona bazinului hidrografic al rîului Arges.

În compartimentul de W — Cîmpia getică — în care procesul de subsidență a încetat la finele Levantinului, depozitele cuaternare sunt aproape nederanjate, sau, mai exact, sunt dispuse după un monoclin foarte slab înclinat (sub 1/4 grad) discordant peste vasta arie sinclinală, în care se găsesc prinse depozitele mio-pliocene (E. LITEANU și T. BANDRABUR **33**, 1957).

În compartimentul de E — Cîmpia română orientală — în care procesul de subsidență a continuat cu unele variații de ritm și în Postpliocen, depozitele cuaternare vechi sunt dispuse concordant peste depozitele levantine. Pe acest teritoriu ele iau parte la alcătuirea cuvetei mio-pliocene mai înainte menționată (E. LITEANU **34**, 1958).

Studiile întreprinse în ultimii ani pe teritoriul limitrof Dunării, cuprins între Olt și Călmățuiul oriental (E. LITEANU **28**, 1956), au dovedit că el a fost slab afectat de activitatea proceselor de subsidență mai înainte menționate. Datorită faptului că acest teritoriu aparține facial, structural și morfologic Platformei prebalcanice, el a fost denumit « Cîmpia de platformă ».

Considerentele expuse ne-au îndreptățit să separăm Cîmpia română în trei unități structurale: Cîmpia getică, Cîmpia română orientală și Cîmpia de platformă (pl. I).

Înainte de a trece la prezentarea Cuaternarului și geneticei reliefului acestor unități, menționăm că limita Cuaternar/Levantin a fost așezată la baza Villafranchianului (E. LITEANU **24**, 1953 a). Această delimitare este întemeiată și pe un eveniment geologic de o deosebită însemnatate pentru evoluția paleogeografică a regiunilor extracarpatiche și anume: retragerea lacului pliocen din cea mai mare parte a bazinului dacic. Dispariția acestui lac odată cu începutul Villafranchianului (echivalent cu etajul Gurian din cronologia Mării Negre), coincide cu restrîngerea maximă a bazinului Mării Negre, limitată în acel interval numai la partea estică a suprafeței sale actuale (M. V. MURATOV **44**, 1951).



Totodată, retragerea lacului pliocen trebuie să fie pusă în legătură și cu declanșarea la începutul Villafranchianului a unui ritm mai accentuat al proceselor de orogenie din Subcarpați, proces care se reflectă în litologia predominant psefitică a depozitelor cuaternare vechi.

În vederea ilustrării caracterelor structurale ale Cîmpiei române, prezentăm în tabloul 1 succesiunea limitelor Cuaternar/Pliocen și Levantin/Dacian, stabilite pe baza datelor de foraj de-a lungul unei linii paralelă la lanțul carpatic, începînd din partea vestică a Cîmpiei getice, trecînd prin Cîmpia română orientală și pînă în partea de S a Podișului moldovenesc.

TABLOUL 1

Unități structurale și localități	Cota inter-fluvilor învecinate m	Cota limitei Cuaternar/ Pliocen m	Cota limitei Levantin/Dacian m
<i>A) Cîmpia română</i>			
<i>a) Cîmpia getică</i>			
Craiova	+180	+150	-30
Roșiorii de Vede	+110	+ 40	sub -100
<i>b) Cîmpia română orientală</i>			
București	+ 80	-160	-332
Urziceni	+ 60	-290	-791
Făurei	+ 46	-354	sub -800
Balta Albă	+ 43	-457	-1575
<i>B) Podișul moldovenesc</i>			
Costache Negri	+137	- 70	-115

PLEISTOCENUL DIN CÎMPIA ROMÂNĂ

PLEISTOCENUL INFERIOR

Cele mai vechi depozite cuaternare din Cîmpia română aparțin Villafranchianului (Pietrișuri de Cîndești) (I. ATANASIU 1, 1940) și St. Prestianului (Strate de Frătești) (E. LITEANU 24, 1953).

În Cîmpia getică Pietrișurile de Cîndești sînt reprezentate prin vaste conuri de dejecție constituite din bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri, originare din Cristalinul Carpaților meridionali, care se extind larg spre S.

În partea de W a acestui ținut, Villafranchianul, gros de 30—50 m, aflorează în malurile rîurilor.



În regiunile de NE ale Cîmpiei getice Villafranchianul apare la zi pe versanții văilor numai cu partea superioară a grosimii sale stratigrafice de cca 100 m.

Pietrișurile de Cîndești din ținutul colinar se prezintă sub un facies predominant psifitic, care le deosebește net de depozitele levantine subjacente în general pelitice și permite în acest ținut așezarea certă a limitei Pleistocen/Pliocen.

Începînd din dreptul latitudinii orașului Craiova, Pietrișurile de Cîndești trec lateral spre S și SE la depozite fluviatile tipice, groase, de 25–30 m, constituite din nisipuri la bază cu pietrișuri, de asemenea provenite din Cristalinul Carpaților meridionali.

Depozitele fluviatile par să reprezinte extensiunea litologică, spre zonele meridionale ale Cîmpiei getice, a conurilor de dejectione din regiunile colinare și subcolinare. Ele au fost raportate Stratelor de Frătești (St. Prestian).

Atribuirea părții dinspre interior a orizontului psamopsefic, care acoperă discordant depozitele levantine din Cîmpia getică, unei vîrste diferite de partea externă a aceluiași orizont, se intemeiază pe dovezi paleontologice. Într-adevăr, în depozitele torențiale (Pietrișuri de Cîndești) din regiunile colinare și subcolinare ale Cîmpiei getice s-a constatat (SAVA ATHANASIU 2, 1907 și 3, 1908) prezența formelor de *Mastodon (Zygolophodon) borsoni* HAYS, *Mastodon (Anancus) arvernensis* CROIZ et JOB., *Elephas (Archidiskodon) planifrons* FALCONER și *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* NESTI, asociație care caracterizează Villafranchianul. În depozitele fluviatile (Strate de Frătești) s-a constatat prezența resturilor de *Elephas (Archidiskodon) planifrons- meridionalis*, *Rhinoceros etruscus* FALC. și *Cervus cf. perrieri* CROIZ. (S. ATHANASIU 5, 1915 b). Asociația menționată, cît și absența formelor de *Mastodon* sp. din Stratele de Frătești, pledează pentru atribuirea lor St. Prestianului.

Harta răspîndirii Proboscidienei fosili (pl. II) pune paleontologic în evidență, cel puțin între limitele Cîmpiei getice, tranziția dintre Pietrișurile de Cîndești și Stratele de Frătești.

* * *

Cîmpia română orientală este delimitată de coline, în general printr-un contact morfologic clar, care reflectă panta sub care se afundă conurile de dejectione villafranchiene sub depozitele mai tinere ale Cîmpiei.

Pietrișurile de Cîndești din regiunile colinare de la interiorul Cîmpiei române orientale sunt constituite din bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri, în cea mai mare parte originare din Flișul cretacic și paleogen al Carpaților orientali. Menționăm că acest orizont litologic este absent în porțiunea colinară cuprinsă între văile Cricovul Sărat și Sărata.

În aceste depozite s-a identificat aceeași asociație de Proboscidienei fosili semnalată în conurile de dejectione villafranchiene din Cîmpia getică.



Din Villafranchianul care apare în partea meridională a Podișului Moldovenesc s-au identificat peste 50 forme de Vertebrate fosile, dintre care, pe lîngă Proboscidienii mai înainte cîtați, menționăm cele mai interesante: *Maccacus florentinus* COCCHI, *Tapirus arvernensis* DEV. et BOUILL., *Hipparium gracile* KAUP., *Allohippus stenonis* COCCHI., *Allohippus cf. robustus* P., *Cervus cusanus* CROIZ., *Cervus issiodorensis* CROIZ., etc. (I. SIMIONESCU 59, 1922; S. ATHANASIU, 4, 1915 a).

Din studiul constituției litologice a depozitelor pleistocen-inferioare au reieșit unele criterii pentru diviziunea Cîmpiei române orientale în trei subunități: Cîmpia subcolinară, Cîmpia internă și Cîmpia externă, caracterizate prin prezență structurale și aspecte morfologice proprii. Astfel, spre deosebire de Cîmpia getică, unde limita dintre Pliocen și Pleistocen este netă, în zona contactului morfologic dintre coline și Cîmpia română orientală se constată apariția unei tranzitii între depozitele levantine și villafranchiene, reprezentată printr-o alternanță de nisipuri, pietrișuri și argile.

Forajele executate în Cîmpia română orientală după profile transversale cutelor carpatici au pus în evidență faptul că în cîmpia limitrofă colinelor depozitele villafranchiene își reduc treptat granulometria și se afundă din ce în ce mai adînc spre Vorland. În același timp ele îmbracă, pe întreaga lor grosime, faciesul de tranzitie mai înainte menționat. Pe baza datelor de foraj a fost posibil să se delimitizeze teritoriile subcolinare cuprinse între rîurile Argeș și Cricovul Sărat, precum și între văile Sărata și Putna, de restul cîmpiei, pe criteriul existenței elementelor psefítice în constituția depozitelor villafranchiene. Aceste teritorii, în care Villafranchianul este reprezentat printr-o tranzitie de la faciesul psefitic și psamo-psefitic la faciesul psamopelitic, au fost atribuite subunității denumite: Cîmpia subcolinară (E. LITEANU 29, 1956).

În partea centrală a Cîmpiei române orientale, depozitele villafranchiene ating afundarea maximă, sănt alcătuite exclusiv dintr-o alternanță de nisipuri fine cu argile și depășesc în general grosimea de 200 m. Teritoriul delimitat pe baza datelor de foraj pe criteriul dispariției elementelor psefítice din depozitele de la baza Cuaternarului, adică în care Villafranchianul este reprezentat prin depozite psamo-pelitice, a fost denumit: Cîmpia internă (E. LITEANU 28, 1956). Cîmpia internă ocupă cea mai mare parte a regiunilor centrale ale Cîmpiei române orientale și numai între văile Cricov și Sărata ia contact direct cu colinele. Faciesul și structura depozitelor pleistocene vechi din această subunitate dovedesc că procesele de subsidență au avut aici intensitatea maximă, determinînd probabil menținerea între limitele ei a unui regim mixt fluviatil matur și lacustru.

Avansînd spre exterior, se constată că depozitele villafranchiene din Cîmpia internă, caracterizate prin absența elementelor psefítice, trec lateral la acumulări aluvionare alcătuite dintr-o succesiune de trei bancuri de nisipuri la bază cu pietrișuri, separate prin două intercalații argiloase. În continuarea acestei direcții



cele trei bancuri de depozite fluviatile se ridică treptat, tinzînd să se reunească într-un singur banc, gros de 30—60 m, care apare la zi în bazinul inferior al Argeșului. În unele puncte unde aceste depozite aflorează, s-au găsit în pietrișurile de la baza lor, molari de *Elephas meridionalis* NESTI., fapt care a întemeiat atribuirea lor St. Prestianului (Strate de Frătești). Teritoriul delimitat pe baza datelor de foraj, spre interior pe criteriul reapariției elementelor psefítice în constituția depozitelor pleistocene vechi, iar spre exterior după zona de reunire a celor trei bancuri de acumulații fluviatile într-un singur banc, a fost denumit Cîmpia externă (E. LITEANU 28, 1956).

În Cîmpia de platformă extensitatea spre Vorland a Stratelor de Frătești este limitată de apariția teraselor Dunării. Limitele acestei unități sunt conturate de prezența elementelor balcanice în pietrișurile de la baza depozitelor st. prestiene.

* * *

Cercetarea elementelor predominante în compoziția petrografică a depozitelor pleistocen-inferioare din Cîmpia română a permis să se facă unele aprecieri asupra configurației rețelei hidrografice villafranchiene și st. prestiene.

Astfel, Pietrișurile de Cîndești din regiunile vestice prezintă o compoziție petrografică diferită de cea din regiunile estice și care, în general, reflectă constituția geologică a teritoriilor muntoase ale lanțului carpatic. Din studiul acestei compoziții petrografice în raport cu constituția geologică a teritoriilor muntoase se constată o deplasare spre E atât a limitei elementelor originare din Cristalinul Carpaților meridionali, cît și a celor provenite din Flișul cretacic și paleogen. Sar părea deci că începînd din regiunile limitrofe cîmpiei, direcția generală a torenților villafranchieni devinea divergentă spre E față de direcția pantei morfologice.

Dimpotrivă, Stratele de Frătești prezintă pe întreaga lor extensiune în Cîmpia română o compoziție petrografică aproape unitară, legată de originea acestora din Cristalinul Carpaților meridionali. Trebuie să admitem că paleofluviul care a depus aluviunile st. prestiene curgea de la W spre E după o direcție în general paralelă cu arcul dunărean.

Trăsătura caracteristică a Stratelor de Frătești consistă în absența din compoziția lor a psefítelor provenite din Flișul Carpaților orientali. Pentru a explica absența elementelor originare din Fliș, din compoziția Stratelor de Frătești, trebuie să presupunem că torenții care își aveau obârșia în Carpații orientali depuneau aluviunile psefítice (Pietrișurile de Cîndești) pe actualul teritoriu colinar, precum și între limitele Cîmpiei subcolinare. În dreptul teritoriului Cîmpiei interne trebuie să admitem, potrivit caracterelor structurale și litologice mai înainte expuse, că acești torenți primeau un profil longitudinal matur. Probabil că aici torenții treceau la ape foarte lente sau chiar lacuri, care se deversau odată cu aluviuni fine în paleofluviul din Cîmpia externă.



Din discuția relațiilor genetice dintre conurile de dejecție aparținând Pietrișurilor de Cîndești și depozitele aluvionare ce alcătuiesc Stratele de Frătești, reiese existența unui interval comun; în care a avut loc depunerea simultană a acestor formațiuni. În consecință, deducem că nivelele superioare ale orizontului litologic denumit Pietrișurile de Cîndești, atribuit Villafranchianului, includ cel puțin și partea inferioră a St. Prestianului.

În același timp, baza orizontului litologic denumit Stratele de Frătești, raportat St. Prestianului, include partea superioară a Villafranchianului.

PLEISTOCENUL MEDIU ȘI SUPERIOR

Cîmpia română nu oferă suficiente argumente macro-paleontologice pentru diviziunea certă a Pleistocenului mediu și superior. Pînă în prezent a fost totuși posibil să stabilim existența unor complexe litologice cărora le-am atribuit vîrste, pe criteriul poziției lor stratigrafice, prin paralelizare cu cronologia alpină.

În Cîmpia getică, Pietrișurile de Cîndești suportă în general o argilă cenușie, pe alocuri gălbui-roșiatică, cu numeroase concrețiuni calcaroase, a cărei grosime variază între 2–6 m.

Stratele de Frătești sunt acoperite de argile nisipoase roșii de tip loessoid, în care sunt uneori intercalate argile gălbui-cenușii sau ruginii. În dreptul comunei Dăneasa, pe rîul Olt, s-a găsit în argilele roșii nisipoase o lentilă de cenușă vulcanică, ce ar putea fi atribuită unei magme andezitice. Din observația că în regiunile extracarpatiche nu s-a semnalat pînă în prezent existența unor aparate vulcanice și din faptul că în constituția acestei cenușe s-a constatat absența oricărora componente exogeni, reiese că tufurile vulcanice ar putea proveni din regiunile intracarpatiche, de unde au fost transportate prin acțiunea eoliană.

Acoperișul argilelor care se reazemă pe depozitele pleistocen-inferioare din partea de E a Cîmpiei getice este constituit din depozite de tip loessoid, gălbui-cenușii, în grosime de 5–25 m. Studiul granulometriei lor executat după profile N–S, a dovedit că ele nu au o origine eoliană, ci că aparțin tipului proluvial. Începînd de la W de rîul Olt, depozitele loessoide devin din ce în ce mai subțiri, pentru a dispare în continuarea acestei direcții, punînd astfel la zi argilele subiacente.

În ceea ce privește vîrsta orizonturilor litologice menționate, arătăm că întrucât pînă în prezent nu s-a semnalat existența unor resturi fosile, aceasta rămîne o problemă deschisă.

Totuși, o indicație în acest sens îl oferă faptul că terasa înaltă (t_1) a rîului Olt este săpată în depozitele loessoide. În acumulările acestei trepte morfologice s-au găsit molari de *Elephas (Mammonteus) primigenius* BLUM. În nivelul morfologic imediat inferior (terasa superioară t_2) s-au întîlnit formele *Elephas (Mammonteus) primigenius* var. *sibiricus* BLUM. și *Rhinoceros (Coelodonta) antiquitatis*



Cuv. Înclinăm să afirmăm că orizonturile litologice care acoperă depozitele pleistocen-inferioare din Cîmpia getică ar putea să fie atribuite unui interval stratigrafic care ar include cel puțin Mindelianul, Mindel-Rissianul și Rissianul. Tipul genetic al depozitelor loessoide ar putea însă justifica presupunerea că acumularea acestora pe interfluvii ar fi fost posibilă și în Post-Rissian. Totuși, pînă în prezent nu s-a citat din acest vast teritoriu nici o dovadă paleontologică, ce ar întemeia o asemenea presupunere.

* * *

În Cîmpia română orientală, studiul depozitelor pleistocen-medii și superioare a permis separarea lor în trei orizonturi litologice distințe. Orizontul inferior, constituit predominant din marne și argile cu intercalării subțiri de nisipuri fine, a fost denumit « Complexul marnos ». Orizontul mijlociu, alcătuit precumpărător din nisipuri, între care se intercalează lentile de argile, a fost denumit « Nisipuri de Mostiștea ». Orizontul superior este reprezentat prin depozite de tip loessoid. Deși aceste orizonturi aflorează în numeroase puncte ale Cîmpiei române orientale, totuși dispoziția lor structurală poate fi urmărită numai de-a lungul profilului pe care îl oferă malul drept al văii Mostiștea (E. LITEANU 24, 1953). Studiul aflorimentelor și al datelor reiesește din forajele executate în Cîmpia română orientală permit următoarele afirmații:

Complexul marnos este depus concordant peste depozitele pleistocen-inferioare, probabil ca o consecință a continuității proceselor de subsidență. Într-adevăr, dacă îl urmărim după profile transversale cutelor carpatici, Complexul marnos se afundă și prezintă grosimi din ce în ce mai mari dinspre Cîmpia subcolinară către Cîmpia internă. De asemenea, în continuarea acelei direcții el se ridică și se subțiază pînă la dispariție spre Vorland. Totodată, complexul marnos se afundă și devine mai gros și dinspre W spre E, astfel încît în partea de NE a Cîmpiei interne atinge cca 200 m grosime. În Complexul marnos nu s-au întîlnit resturi de Mamifere fosile. În unele puncte s-a găsit însă o asociație de Moluște caracterizată prin formele: *Corbicula fluminalis* MÜLLER, *Pisidium clessini* NEUMAYR și *Viviparus diluvianus* KUNTH (E. LITEANU 24, 1953), care ar pleda pentru atribuirea acestui orizont intervalul Mindelian — Mindel-Rissian. De asemenea, în raport cu poziția sa geometrică, Complexul marnos aparține Pleistocenului mediu.

Odată cu sedimentarea Nisipurilor de Mostiștea, activitatea de subsidență din Cîmpia română orientală se reduce sensibil, astfel încît acestea și-au păstrat o dispoziție aproape orizontală, discordantă în raport cu Complexul marnos din fundamentul lor. Discordanța apare clar pe unele profile transversale cutelor carpatici din Cîmpia română orientală (V. Mostiștei și V. Ialomiței). În partea de NE a acestei regiuni, unde procesele de subsidență s-au menținut totuși

într-o oarecare măsură, această discordanță este mai puțin evidentă. Probabil că datorită acestei cauze și grosimea Nisipurilor de Mostiștea crește din spre W către E, de la 20—40 m pînă la 50—60 m.

Existența unei discordanțe între Complexul marnos și Nisipurile de Mostiștea, cît și intervenția unei schimbări de facies, au constituit argumente pentru atribuirea Nisipurilor de Mostiștea Pleistocenului superior.

În Nisipurile de Mostiștea s-au găsit resturi de *Elephas (Parelephas) trogontherii* POHL., asociate cu *Elephas (Mammonteus) primigenius* BLUM., care pledează pentru raportarea lor Rissianului.

Pe teritoriul Cîmpiei române orientale Nisipurile de Mostiștea suportă o pătură groasă de 10—20 m, constituită din depozite loessoide în general de origine proluvială. Numai în partea de NE a acestui ținut aceste depozite superficiale sunt mai nisipoase și aparțin tipului genetic eolian.

În malul stîng al rîului Buzău, la S de orașul cu același nume, depozitele loessoide prezintă o intercalărie de tufuri vulcanice¹⁾ groasă de 1 m, probabil de origine eoliană. Asemenea lentile mai există și în alte puncte din această regiune.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor loessoide, menționăm în prim rînd că în unele puncte s-au găsit către baza lor molari de *Elephas (Mammonteus) primigenius* BLUM. Între limitele bazinului hidrografic inferior din stînga rîului Argeș se constată existența unor depozite de terasă, intercalate în depozitele loessoide, care au fost denumite « Pietrișuri de Colentina ». Din Pietrișurile de Colentina a fost citată (GR. ȘTEFĂNESCU 62, 1898 și M. PAUCĂ 52, 1941) o bogată faună de Mamifere fosile: *Elephas (Mammonteus) primigenius* var. *sibiricus* BLUM., *Rhinoceros (Coelodonta) antiquitatis* Cuv., *Cervus elaphus* L., *Crocuta crocata* ZIMMERMANN, *Canis lupus* L., etc., care argumentează vîrsta würmiană. Reiese că depozitele loessoide din Cîmpia română orientală constituie o serie comprehensivă, care include Riss-Würmianul, Würmianul și tranziția Pleistocen-Holocen (E. LITEANU și D. SLĂVOACĂ 35, 1958).

* * *

În Cîmpia de platformă din fața Cîmpiei getice, depozitele pleistocen-inferioare suportă depozite de tip loessoid. În partea din fața Cîmpiei române orientale a aceleiași regiuni se constată o situație analogă, cu deosebirea că în apropierea limitei dintre aceste unități încep să se intercaleze depozitele Complexului marnos. Nisipurile de Mostiștea sunt în general absente din Cîmpia de platformă.

Este de subliniat faptul că depozitele loessoide proluviale din Cîmpii getică și orientală au o origine carpatică, după cum reiese din succesiunea granulometriei lor și înclinarea lor consecventă pantei reliefului major. Depozitele

¹⁾ A. PRICĂJAN. Comunicare verbală.

loessoide din podișurile Cîmpiei de platformă reprezintă însă extensiunea spre interior a depozitelor deluviale-proluviale, din Platforma prebalcanică peste Stratele de Frătești. Acumularea lor a avut probabil loc într-o epocă anterioară intrării Dunării în teritoriul Cîmpiei române (E. LITEANU 28, 1956). Într-adevăr, terasa înaltă a Dunării, echivalentă cu terasele înalte ale rîurilor Jiu și Olt, de vîrstă riss-würmiană, este săpată în aceste depozite loessoide, groase de 40–50 m. De asemenea și panta morfologică a podișurilor Cîmpiei de platformă și-a menținut pînă în Actual direcția inițială dirijată dinspre Vorland către Carpați. Vîrsta depozitelor loessoide deluviale-proluviale din podișurile Cîmpiei de platformă ar reveni, potrivit poziției lor geometrice, intervalului Mindelian-Rissian (E. LITEANU 28, 1956).

TABLOUL 2
Sucesiunile stratigrafice ale Pleistocenului din Cîmpia română

Cronologia generală	Cronologia Cîmpiei române	Signa-tura	Vîrsta complexelor litologice regionale		
			Cîmpia getică	Cîmpia română orientală	Cîmpia de platformă
Pleistocen superior	Würmian	Q_3^3	?	Depozite loessoide carpaticе Pietrișuri de Colentina	?
	Riss-Würmian	Q_3^2	?	Depozite loessoide carpaticе	?
	Rissian	Q_3^1	Depozite loessoide carpaticе	Nisipuri de Mostiștea	Depozite loessoide balcanice
Pleistocen mediu	Mindel-Rissian	Q_2^2	Depozite loessoide carpaticе	Complexul marnos	Depozite loessoide balcanice
	Mindelian	Q_2^1	Argile roșii	Complexul marnos	Depozite loessoide balcanice
Pleistocen inferior	St. Prestian	Q_1^2	Strate de Frătești	Strate de Frătești	Strate de Frătești
	Villafranchian	Q_1^1	Pietrișuri de Cindești	Pietrișuri de Cindești	—
Pliocen	Levantin				

GENETICA RELIEFULUI CÎMPIEI ROMÂNE

Din studiul structurii și faciesurilor orizonturilor litologice aparținând Cuaternarului din Cîmpia română a reieșit că genetica reliefului regional al acestei unități trebuie să fie pusă în legătură cu activitatea proceselor de subsidență manifestată de la finele Pliocenului și pînă în Actual.

Din acest punct de vedere se poate, în general, afirma că în Cîmpia getică a apărut un relief primar vechi, care a imprimat trăsăturile sale înfățișării reliefului actual.

În Cîmpia română orientală relieful este tînăr, propriu evoluției acestei regiuni, în permanentă schimbare a aspectului său, particularitate care se menține și în prezent.

În Cîmpia de platformă s-a păstrat un relief relict, de vîrstă relativ veche, care apare clar în zonele unde el n-a fost modelat prin eroziune.

În Cîmpia getică, datorită încetării la începutul Cuaternarului a proceselor neotectonice, se constată o concordanță perfectă între suprafața morfologică a interfluviilor și structura depozitelor pleistocen-inferioare.

Pentru partea de N a acestei unități cercetările noastre au confirmat concluziile la care a ajuns V. MIHĂILESCU (41, 1946), privitoare la morfogeneza Piemontului getic. Aici se constată existența unui relief de tip acumulativ, creat de conurile de dejecție aparținând Pietrișurilor de Cîndești, odată cu extensiunea lor spre S. Depozitele din acoperișul Pietrișurilor de Cîndești au contribuit atât la ridicarea altitudinii reliefului primar, cât și la uniformizarea acestuia.

Pentru partea meridională a Cîmpiei getice se poate afirma, pe baza raporturilor discordante dintre pietrișurile pleistocene vechi și cele trei orizonturi litologice ale Levantinului (I. P. IONESCU-ARGETOIAIA 21, 1918; E. LITEANU și T. BANDRABUR 33, 1957), că sub acțiunea paleofluviului din St. Prestian a apărut un relief de eroziune, ca urmare a îndepărțării păturilor superioare ale Levantinului. Aluviunile acestui paleofluviu, Stratele de Frătești, precum și depozitele care le acoperă, au avut de asemenea rolul să înalte și să uniformizeze relieful de eroziune primar.

În acest mod se explică apariția în Cîmpia getică a unei pante morfologice de tranziție dinspre cotele ridicate situate la limita de N a Pietrișurilor de Cîndești, către cotele joase de la limita de S a Stratelor de Frătești.

Din studiul vîrstei teraselor rîurilor din Cîmpia getică a reieșit că rețeaua hidrografică din această regiune s-a instalat sub aspectul său actual abia din Pleistocenul superior. Această rețea hidrografică și-a săpat un sistem de patru terase, dintre care cele superioare prezintă un profil aproape continuu între coline și cîmpie.



Din constatarea că terasele rîurilor din Cîmpia getică se racordează cu terasele Dunării, reiese că prezența acestui fluviu, după actualul său curs în bazinul dacic, n-ar putea fi mai veche decât finele Pleistocenului mediu.

Absența proceselor de subsidență regionale din teritoriul Cîmpiei getice este ilustrată în partea de W a acesteia de faptul că rîurile au pus la zi, prin eroziune, fundamentul pliocen al regiunii. Datorită acestei activități, elementele genetice ale reliefului primar, conurile de dejecție villafranchiene ca și aluviunile st. preștiene, apar suspendate deasupra luncilor.

Existența în acest ținut a rețelelor hidrografice pleistocen-inferioare și pleistocen-superioare constituie o dovdă în sensul admiterii unei rețele hidrografice pleistocen-medii. Până în prezent, această ipoteză nu poate fi susținută prin alte argumente de ordin geologic sau morfologic.

Genetica reliefului Cîmpiei române orientale a fost condiționată pe de o parte de influența mișcărilor pozitive din coline și pe de altă parte de activitatea proceselor de subsidență din cîmpie. Coexistența acestor activități s-a menținut pînă în Actual. Pentru Holocen ea poate fi pusă în evidență prin dovezi de ordin morfologic, care au fost desprinse încă din trecut din studiul acestui ținut (G. M. MURGOCI 47, 1907; G. VILSAN 64, 1916; V. MIHĂILESCU 42, 1947; E. LITEANU 24, 1953).

Astfel, în Cîmpia subcolinară existența unui contact morfologic clar între relieful major, de origine structurală, al colinelor și acumulările deluviale a căror grosime depășește în unele zone 100 m, constituie o primă indicație în acest sens. De asemenea, terasele rîurilor, cu obîrșia în Carpați, prezintă altitudini relative care spre amonte, în coline, cresc treptat pînă la mărimi exagerate, în timp ce către aval, în Cîmpia subcolinară, mărimea acestora descrește pînă la valori apropiate de zero. Văile cursurilor de apă care au originea în partea externă a zonei colinare, deși prezintă în această parte un profil transversal cu dimensiuni exagerate, dispar rezolvîndu-se în conuri de dejecție plate la intrarea în Cîmpia subcolinară. În fine, mai menționăm și fenomenul actual de ravinare intensă a depozitelor de pe contactul morfologic dintre coline și cîmpie, datorită eroziunii regresive sălbaticice, provocată de apele de șiroire. Aceste constatări dovedesc că relieful din Cîmpia subcolinară este foarte tînăr, în continuă reînnoire, și reprezintă o fază de echilibrare între activitatea de denudație și de acumulare din această regiune.

În Cîmpia internă genetica reliefului pare să fi avut loc în două etape.

Prima etapă a început probabil odată cu încetinirea proceselor de subsidență în Pleistocenul superior. În acest interval a avut loc extensiunea spre Vorland a depozitelor deluviale-proluviale, situate în Cîmpia subcolinară la altitudini mai ridicate către zonele depresionare din restul Cîmpiei române orientale. În acest mod s-a acumulat în Cîmpile interne și externă depozite proluviale



loessoide groase, care au în general un relief relativ înalt, modelat apoi de rețeaua hidrografică a regiunii.

Etapa a doua pare să fi început din Holocen, cînd se constata, în unele regiuni ale Cîmpiei interne, reapariția proceselor de subsidență mai intense. Acelemea procese au afectat în special zonele: Titu—Bilciurești, Ploești—Barăitaru, Mizil—Stîlpu, C.A. Rosetti—Făurei și Salcia Tudor—Măxineni. În aceste zone relieful preexistent, interfluvii și terase, a fost înnecat sub aluviuni tinere, generîndu-se astfel aspectele unor vaste lunci. Am considerat relieful acestor zone — specifice Cîmpiei romîne orientale — ca fiind mai expresiv definit sub denumirea de relief de colmatare.

În Cîmpia externă, ca și în regiunile din Cîmpia internă slab afectate de procesele de subsidență locale, s-a menținut și în Holocen relieful înalt creat de extensiunea depozitelor proluviale loessoide.

În unele zone se constată însă existența unei tranzitii de la relieful de colmatare din Cîmpia internă la relieful înalt al depozitelor loessoide. Într-adevăr, după cum s-a observat încă din trecut (G. VîLSAN 64, 1916), în bazinul hidrografic al Argesului de la S de zona Titu—Bilciurești, odată cu intrarea rîurilor în Cîmpia externă încep să se desprindă spre aval o succesiune de terase, dintre care cel puțin două sînt morfologic bine caracterizate. Aceste terase, ca și interfluvii, prezintă particularitatea că spre aval mărimea altitudinilor lor relative crește treptat.

Pe teritoriul Cîmpiei de platformă, după cum am arătat mai înainte, a apărut — începînd de la finele St. Prestianului — un relief acumulativ înalt, creat prin extensiunea spre arcul carpatic a depozitelor proluviale loessoide de pe Platforma prebalcanică. Din studiul forajelor și al datelor topografice a reieșit că depozitele proluviale menționate își reduc treptat grosimea și prezintă o pantă morfologică dinspre Platforma prebalcanică spre centrul cîmpiei, adică ele prezintă caracteristici contrare față de cele constatare cu ocazia cercetării depozitelor analoage din Cîmpia romînă orientală (E. LITEANU 28, 1956 a).

Despărțirea Cîmpiei de platformă de teritoriul balcanic a avut loc probabil în Pleistocenul superior odată cu intrarea Dunării în zona terasei înalte (t_1). Canalul săpat de fluviu pînă la finele Pleistocenului în depozitele proluviale loessoide a izolat în stînga acestuia un relief relativ înalt, care a constituit vechea Cîmpie de platformă. În Holocen s-a desăvîrșit modelarea acestui relief vechi pînă la actualul său aspect (E. LITEANU 25, 1953 b). Existența în Pleistocenul superior a unui relief înalt și continuu, cel puțin între limitele Cîmpiei de platformă dintre Olt și Ialomița, poate fi susținută prin numeroase argumente, dintre care menționăm: prezența vastului martor de eroziune, impropriu denumit Podișul Hagieni, harta structurală a Stratelor de Frătești (E. LITEANU 28, 1956 a),



precum și prezența terasei t_2 la Fetești (G. VÎLSAN 64, 1916) și la Silistra (G. M. MURGOȚI 47, 1907 și S. CVIJIC 11, 1908).

* * *

Privitor la evoluția rețelei hidrografice din Cîmpia română orientală se poate afirma, după faciesul Complexului marnos, că în Mindelian și în Mindel-Rissian, majoritatea teritoriului acestui ținut era ocupat de apele unui lac.

În Rissian, Nisipurile de Mostiștea ar pleda pentru existența unor cursuri de apă cu profil longitudinal matur, în general dirijat W—E, ale căror urme nu mai pot fi reconstituite în partea de NE a Cîmpiei române orientale. Într-adevăr, forajele executate în această regiune nord-estică au confirmat probabilitatea menținerii unui regim mixt fluviatil matur-lacustru pînă în Holocenul inferior.

Actuala rețea hidrografică pare că s-a conturat abia la finele Pleistocenului. Din studiul Pietrișurilor de Colentina s-a constatat că ele iau parte la alcătuirea interfluviilor care aparțin bazinului hidrografic din stînga Argeșului. Pe baza faunei de Mamifere fosile conținute de Pietrișurile de Colentina, trebuie să admitem că aceste interfluvii reprezintă în fapt terase würmiene ale Paleoargeșului. Pe de altă parte, s-a afirmat încă din trecut (G. VÎLSAN 64, 1916) că interfluviul Ialomița—Dîmbovița de la Tîrgoviște reprezintă o terasă comună a acestor râuri. Forajele executate în Cîmpia internă dintre Titu și Bilciurești au pus în evidență continuitatea spre SE a aluviunilor psefítice depuse de aceste râuri. S-ar părea că Argeșul primea din stînga doi mari afluenți: Dîmbovița și Ialomița.

În ceea ce privește evoluția ulterioară a rîului Ialomița, se poate afirma că acest rîu nu a curs nici odată pe valea Mostiștei, care în trecut a fost considerată ca fiind săpată de rîul carpatic (G. VÎLSAN 64, 1916). Din acest punct de vedere observăm că în lunca văii Mostiștea sunt absente aluviunile psefítice care în cazul unui curs anterior al Ialomiței prin această vale ar fi fost întîlnite neapărat în foraje. Existența unor asemenea aluviuni a fost însă dovedită în lunca Ialomiței din aval de Urziceni, ceea ce dovedește că acest rîu se găsea instalat, după actualul său curs, încă din intervalul de tranziție dintre Holocenul inferior și cel superior.

Datele de foraj au confirmat ipoteza preconizată de G. M. MURGOȚI (46, 1907) privind cursul vechi al Buzăului, după actuala vale a Călmățuiului. Într-adevăr, în lunca Călmățuiului, din aval de Rușetu, s-au întîlnit depozite aluvionare psefítice care petrografic aparțin Flișului carpatic. Această constatare permite să se afirme că pînă într-o epocă mai veche a Holocenului superior, Buzăul curgea încă prin valea Călmățuiului.

Cursul Buzăului dintre Cîmpia Făureilor și Siret este probabil actual. La alcătuirea luncii acestuia iau parte numai aluviuni alevrito-psamitice, identice cu cele care se depun în prezent în sectorul menționat.



Tot pe baza unor constatări asemănătoare a fost confirmată și o altă ipoteză a lui G. M. MURGOȚI (46, 1907) privitoare la cursurile succese ale rîului Rîmnic prin văile care în prezent alimentează lăcurile Jirlău, Amara și Balta Albă (E. LITEANU 36).

Ritmul variat al proceselor de subsidență din Cîmpia română orientală s-a menținut și în Holocen. El se reflectă în rețeaua hidrografică a regiunii prin apariția unor lacuri în punctele de confluență a văilor care au obârșia în acest ținut, cu rîurile originare din Carpații orientali. Apariția unora din aceste lacuri a fost explicată din trecut ca o consecință a barajului creat în punctele de confluență prin aluviunile groase depuse de rîurile principale. Pe baza datelor de foraj s-a constatat că această explicație este valabilă pentru toate lacurile formate în punctele de confluență din Cîmpia română orientală. Într-adevăr, din reconstituirea adâncimilor inițiale ale talvegurilor rețelei hidrografice minore, în prezent mascate de depozite aluvionare subțiri și fine sau de apele lacurilor de confluență, a reieșit că acestea corespund cu adâncimile maxime pînă la care și-au săpat văile rîurile carpatiche. Reactivarea proceselor de subsidență din Cîmpia română orientală, la începutul Holocenului superior, a avut drept consecință maturizarea profilului longitudinal al întregii rețele hidrografice din această regiune. Rîurile originare din Carpați au trecut la faza de aluvionare intensă, înălțîndu-și astfel sensibil albiile. În același timp văile avînd obârșia în Cîmpia română orientală, pierzînd activitatea de eroziune și de transport a aluviunilor, au păstrat în general adâncimile inițiale ale talvegurilor lor, care, în acest mod, au generat lacurile de confluență (E. LITEANU și D. SLĂVOACĂ 35, 1957).

* * *

În cadrul reliefului regional al Cîmpiei române se constată prezența unor reliefuri locale apărute în Holocen. Dintre acestea ,menționăm în prim rînd relieful de crovuri, limitat la zonele în care a fost posibil să se manifeste tașări ale terenurilor datorită unei granulometrii fine a depozitelor loessoide și în al doilea rînd relieful de dune.

În ceea ce privește genetica reliefului de dune de pe unele interfluvii din Cîmpia română, s-a afirmat în trecut (G. M. MURGOI **46**, 1907) că nisipurile eoliene provin din aluviunile luncilor învecinate. Această ipoteză pare să fie aparent satisfăcătoare pentru explicarea geneticii dunelor din bazinele inferioare ale Jiului, Călmățuiului și Siretului. Totuși, ipoteza preconizată nu explică cauzele absenței unui asemenea relief, cel puțin în dreptul luncilor rîurilor Olt și Argeș, foarte bogate în aluviumi psamitice. Din datele de foraj a reiesit însă că relieful de dune de pe interfluvii a apărut și s-a extins numai în jurul zonelor în care depozitele superficiale săn constituise din nisipuri sau depozite loessoide nisipoase (E. LITEANU și T. BANDRABUR **33**, 1957).

Potrivit acestei constatări trebuie să admitem pe de o parte că dunele de pe interfluvii provin, în general, din mobilizarea nisipurilor subjacente, iar pe de altă parte că apariția acestui relief a fost condiționată predominant de procese de deflație.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București, 1940.
2. ATHANASIU S. Mamiferele terțiare din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1907.
3. ATHANASIU S. Contribuții la studiul faunei terțiare de Mamifere din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, II. București, 1908.
4. ATHANASIU S. Resturile de Mamifere cuaternare de la Tulucești și Mălușteni. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI. București, 1915 a.
5. ATHANASIU S. Cervus (Elephas) cf. perieri Croiz. din terasa veche a Dunării de la Frătești lîngă Giurgiu. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI. București, 1915 b.
6. BARBU I. Z. Catalogul Vertebratelor fosile din România. *Acad. Rom. Mem. Secț. Științ.*, S. III, T. VII. București, 1931.
7. BLANC A. C. Ricerche sul Quaternario. Laziale I, II, III. Cuaternaria II. Roma, 1955.
8. ČOBĂLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. Geol. Sc. Milit. Iași*. București, 1883.
9. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX. București, 1940.
10. COTET P. Cîmpia Olteniei. *Ed. Științ.* București, 1957.
11. CVIJIC S. Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Pet. Mitt. Ergheft Nr. 160*. Gotha, 1908.
12. DRĂGHICEANU M. Studiu asupra idrologiei subterane. București, 1895.
13. FLINT FOSTER R. Glacial geology and the Pleistocene Epoch. New York, 1947.
14. GHERASIMOV I. P. și MARKOV K. K. Glaciatiunea cuaternară din teritoriul U.R.S.S. *Inst. Geogr. Ac. Științe U.R.S.S.*, T. 33. Moscova, 1934.
15. GHERASIMOV I. P. Régions arides et sémiarides et leurs analogues géographiques. *Acad. Sc. U.R.S.S., Essais de Géographie*. Moscou-Leningrade, 1956.
16. GROMOV V. I. Despre limita dintre Terțiар și Cuaternar la al XVIII-lea Congres geologic internațional ținut la Londra în anul 1948. *Acad. Științe U.R.S.S. Bul. Com. Stud. Cuatern.*, Nr. 15. Moscova, 1950.
17. GROMOV V. I. Problema limitei dintre Terțiar și Cuaternar. *Acad. Științe U.R.S.S. Bul. Com. Stud. Cuatern.*, nr. 15. Moscova, 1950.
18. GROMOV V. I. Despre limita inferioară a Cuaternarului. *Acad. Științe U.R.S.S. Bul. Com. Stud. Cuatern.*, nr. 16. Moscova, 1951.
19. IACOVLEV S. A. Despre limita dintre Pliocen și Pleistocen în partea europeană a U.R.S.S. *Acad. Științe U.R.S.S. Bul. Com. Stud. Cuatern.*, nr. 16. Moscova, 1951.
20. IACOVLEV S. A. Bazele geologiei depozitelor cuaternare din Cîmpia rusă. Moscova-Leningrad, 1956.



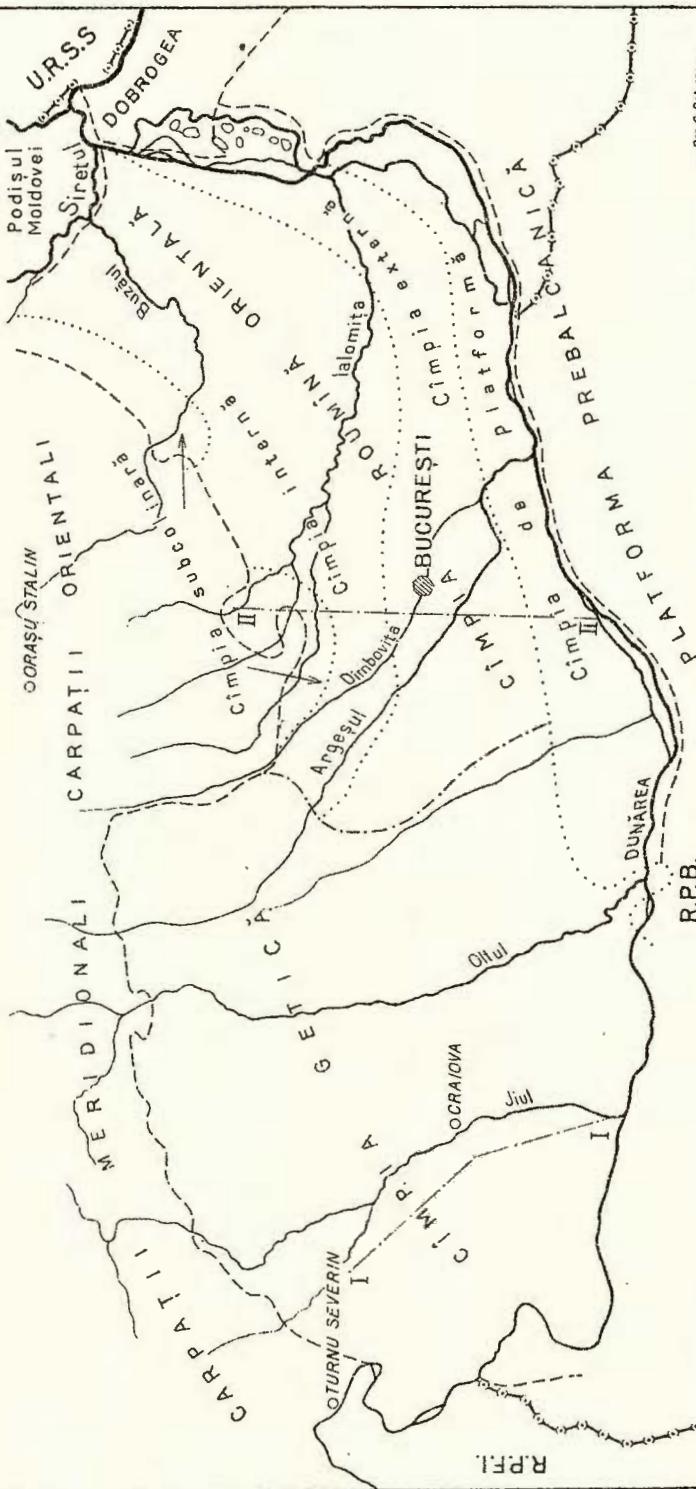
21. IONESCU-ARGETOIAIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII. Bucureşti, 1918.
22. KRETZOI M. Quaternary Geology and the Vertebrate Fauna. *Acta geologica*, T. 2. Budapest, 1953.
23. LITEANU E. Geologia zonei oraşului Bucureşti. *Comit. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 1. Bucureşti, 1952.
24. LITEANU E. Geologia basinului inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării. *Comit. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. Bucureşti, 1953 a.
25. LITEANU E. Procese morfogenetice holocene în basinul inferior al Argeşului. *Comit. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. Bucureşti, 1953 b.
26. LITEANU E. Cîteva observaţii asupra geologiei localităţii Islaz. *Com. Acad. R.P.R.*, Tom. V, nr. 10. Bucureşti, 1955 a.
27. LITEANU E. Fauna daciană de la Zăvalul. *Bul. Științ. Acad. R.P.R. Secţia Biologie şi Secţia Geol.-Geogr.*, Tom. VII, nr. 3. Bucureşti, 1955 b.
28. LITEANU E. Geologia şi hidrogeologia regiunii dunărene dintre Argeş şi Ialomiţa. *Comit. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 4. Bucureşti, 1956 a.
29. LITEANU E. Raionarea apelor de adâncime din Cîmpia română orientală. *Acad. R.P.R. Bul. Științ., Secţia Geol.-Geogr.*, Tom. I, nr. 1–2. Bucureşti, 1956 b.
30. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., SLĂVOACĂ D. şi BANDRABUR T. Raionarea hidrochimică a Cîmpiei române orientale şi prevederea evoluţiei solurilor în cazul irigaţiilor. *Acad. R.P.R. Bul. Științ., Secţ. Geol.-Geogr.*, Tom I, Nr. 1–2. Bucureşti, 1956.
31. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., SLĂVOACĂ D. şi BANDRABUR T. Raionarea apelor freatici potabile şi nepotabile din Cîmpia română orientală. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Secţia Geol.-Geogr.*, Tom. I, Nr. 1–2. Bucureşti, 1956.
32. LITEANU E. şi MACAROVICI N. Observaţii în legătură cu prezenţa depozitelor sarmatiene în Depresiunea getică meridională. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Secţia Geol.-Geogr.*, Tom. 1, Nr. 3–4. Bucureşti, 1956.
33. LITEANU E. şi BANDRABUR T. Geologia Cîmpiei getice meridionale dintre Jiu şi Olt. *An. Comit. Geol.*, XXX, Bucureşti, 1957.
34. LITEANU E. Karta cetereticinii otlojenii vnekarpatskoi ciasti R.N.R. (Harta Cuaternarului din partea extracarpatică a R.P.R.). *Bul. Com. Stud. Cuatern.*, Nr. 23. Moscova, 1959.
35. LITEANU E. şi SLĂVOACĂ D. Hidrogeologia zonei oraşului Bucureşti. *Acad. R.P.R. Bul. Științ. Sectia Geol.-Geogr.*, T. II, Nr. 3–4. Bucureşti, 1957.
36. LITEANU E. Cercetări geologice şi hidrogeologice în Cîmpia română de NE. (În volumul de faţă).
37. MACOVEI G. Cîteva observaţii asupra hidrologiei subterane a Dobrogei de Sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III. Bucureşti, 1912.
38. MACOVEI G. Din problemele actuale ale geologiei României. *An. Acad. Rom.*, Ser. III, Tom XXII. Bucureşti, 1947.
39. MARTONNE EM. de. La Valachie. Paris, 1902.
40. MIHĂILESCU V. Vlăsia şi Mostiștea. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, XLIII. Bucureşti, 1925.
41. MIHĂILESCU V. Piemontul getic. *Inst. Cercet. Geogr. Bucureşti. Rev. Geogr.*, An. II Fasc. I–IV (1945). Bucureşti, 1946.
42. MIHĂILESCU V. Asupra teraselor morfologice. *Inst. Cerc. Geogr. Rom. Cursuri (1945–1946)*. Bucureşti, 1947.



UNITĂȚILE SI SUBUNITĂȚILE STRUCTURALE DIN CÂMPIA ROMÂNĂ

E. LITEANU

SCARA 1:2.500.000



COMITETUL GEOLOGIC. Studii Tehnice si Economice. Seria E, n. 5

Des. G. Petrescu

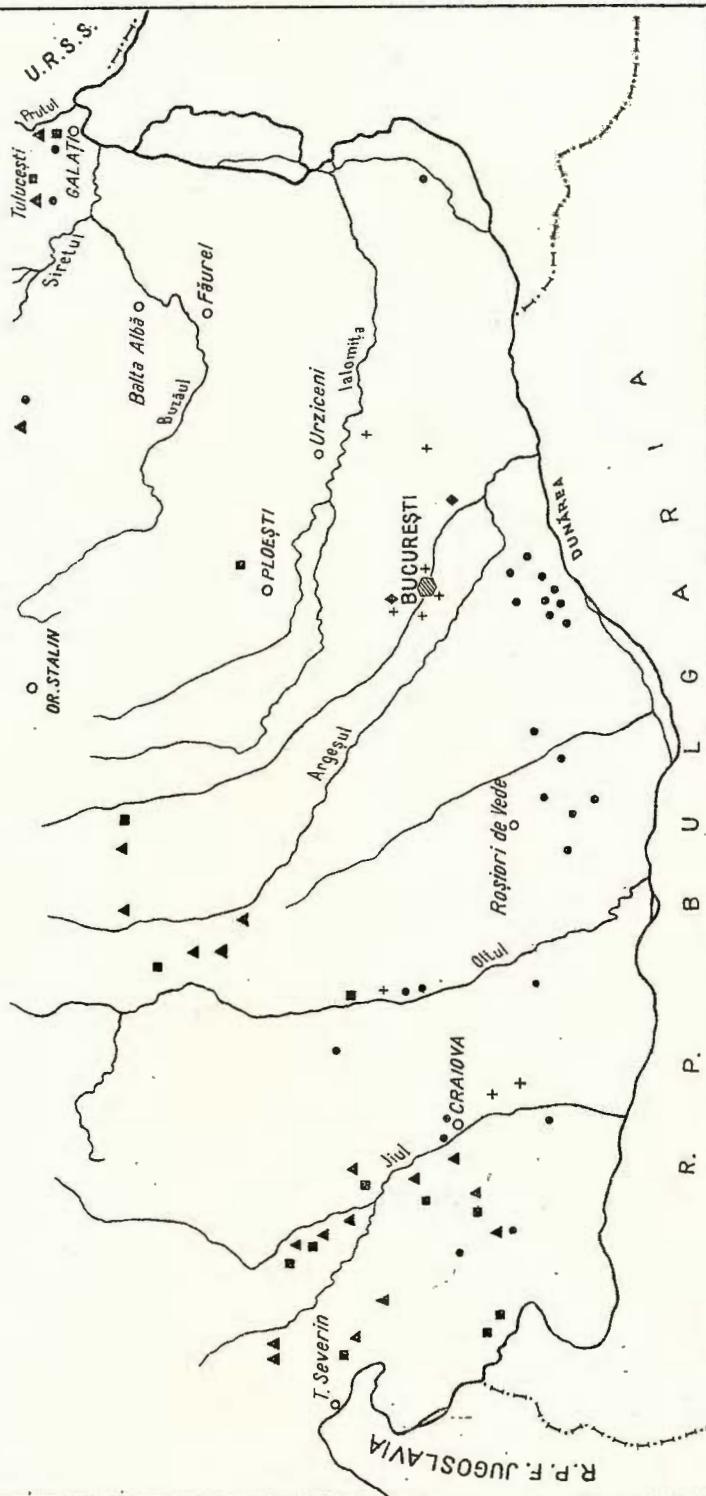


E. LITEANU

RĂSPINDIREA PROBOSCIDIENILOR FOȘILI ÎN CÎMPIA ROMÂNĂ

L E G E N D A

- 1 ■ *Mastodon borsoni* 2 ▲ *Mastodon arvernensis* 3 ● *Elephas planifrons - meridionalis*
- 4 ♦ *Elephas trogontherii* 5 + *Elephas primigenius*



COMITETUL GEOLOGIC: Studii Tehnice și Economice Seria E, Nr. 5

SCARA 1:2.500.000

imprim. Atel. Comit. Geol.



Institutul Geologic al României

43. MRAZEK L. et TEISSEYRE Q. Esquisse tectonique de la Roumanie. Bucureşti, 1907.
44. MURATOV M. V. Istoria bazinei Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare. *Bul. Asoc. Naturaliștilor. Secția Geol.*, Nr. 1. Moscova, 1951.
45. MURGEANU G. Ridicări geologice între Valea Ialomiței și Valea Barbuleștilor. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV. Bucureşti, 1931.
46. MURGOCI G. M., PROTOPOPESCU-PACHE E. și ENCULESCU P. Raport asupra lucrărilor făcute de Secția agrogeologică în anul 1906–1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. Bucureşti, 1907.
47. MURGOCI G. M. La plaine roumaine et la Balta du Danube. Bucureşti, 1907.
48. MURGOCI G. M. The climate in Roumania and vicinity in the late Cuaternary times. *Compte Rendu du XI-e Congr. Intern. de Géol.* Stockholm, 1910.
49. MURGOCI G. M., PROTOPOPESCU-PACHE EM. și IONESCU-ARGETOIA I. P. Cuaternarul din Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI. Bucureşti, 1915.
50. ONCESCU N., MOTĂS I. și DRAGOȘ V. Cercetări geologice în Platforma Cotmeana. Rap. Arhiva Com. Geol. 1950.
51. PAUCĂ M. Die jungpleistozäne Säugetierfauna der walachischen Tiefebene. *Palaeobiologia*, Vol. VI. Wien, 1938.
52. PAUCĂ M. Oberpleistozäne Fleischfresser aus der Umgebung von Bukarest. *Acad. Rom. Bul. Secț. Științ.*, T. XXIV. Bucureşti, 1941.
53. PATTE ETIENNE. Sur les Éléphants fossiles de la Roumanie. *Acad. Rom. Secț. Științ. Seria III*, T. XI. Bucureşti, 1936.
54. POPESCU-VOIȚEȘTI I. Evoluția geologică-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. geol.-mineral. Univ. Cluj.* 1936.
55. POPP N. Formarea Cîmpiei române. Bucureşti, 1947.
56. PROSEK FR. u. LOZEK V. Stratigraphische Uebersicht des tschechoslowakischen Quartärs. Eiszeitalter u. Gegenwart, Vol. 8. Oehringen, 1957.
57. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Găsirea unui craniu de Elephas primigenius în terasa Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II. Bucureşti, 1911.
58. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Cercetări agrogeologice între V. Mostiștei și Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, I. Bucureşti, 1923.
59. SIMIONESCU I. Fauna vertebrată de la Mălușteni. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX. Bucureşti, 1922.
60. ȘTEFĂNESCU GR. Descoperirea unei falce de cămilă fosilă lîngă Slatina. *An. Acad. Rom., Mem. Secț. Științ.*, Ser. I, T. XI. Bucureşti, 1879.
61. ȘTEFĂNESCU GR. Curs de geologie. Bucureşti, 1892.
62. ȘTEFĂNESCU GR. Relaționi sumare asupra geologiei Jud. Ialomița și Ilfov. *An. Muz. Geol.-Paleont.* pe anul 1895–1896. Bucureşti, 1898.
63. ȘTEFĂNESCU SABBA. Les couches géologiques traversées par le puits artésien de Mărcalești. *Bull. Soc. Géol. France.*, 3-ème série, Tome XXII. Paris, 1894.
64. VILSAN G. Cîmpia română. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, Vol. XXXVI. Bucureşti, 1917.
65. VLERK I. M. VAN DER and FLORSCHUTZ F. The paleontological base of the subdivision of the Pleistocene in The Netherlands. *Verh. Kon. Ac. Wetensch. 1ste reeks*, dl. XX. nr. 2. 1953.
66. WOLDSTEDT P. Ueber die Benennung einiger Unterabteilungen des Pleistozäns. Eiszeitalter und Gegenwart, Nr. 3. Oehringen, 1953.
67. WOLDSTEDT P. Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1954, 1958.
68. ZEUNER F. E. The Pleistocene period, its climate, cronology and faunal successions. London, 1945.

ASPECTS GÉNÉRAUX DE LA STRATIGRAPHIE DU PLÉISTOCÈNE ET DE LA GENÈSE DU RELIEF DE LA PLAINE ROUMAINE

PAR
E. LITEANU

(Résumé)

La Plaine roumaine représente une province structurale délimitée vers l'intérieur par les Carpates méridionales et par la partie ouest des Carpates orientales, et vers l'extérieur par le Plateau moldave, la Dobrogea septentrionale et la Plate-forme prébalcanique.

Le bassin hydrographique de l'Argeș sépare cette province structurale en deux compartiments tectoniques: à l'W, la Plaine gétique située en face des Carpates méridionales et à l'E la Plaine roumaine orientale, située en face des Carpates orientales.

Dans la Plaine gétique, où le processus de subsidence mio-pliocène a cessé à la fin du Levantin, les dépôts quaternaires anciens ne sont presque pas disloqués, reposant en discordance sur les dépôts pliocènes, compris dans un vaste synclinial.

Dans la Plaine roumaine orientale, où le processus de subsidence a continué également pendant le Pléistocène, les dépôts quaternaires anciens reposent en concordance virtuelle sur les dépôts levantins, prenant part à la formation de la cuvette mio-pliocène mentionnée.

Les recherches entreprises pendant les dernières années ont prouvé qu'une partie de la région danubienne de la Plaine roumaine appartient, au point de vue du faciès, de la structure et de la morphologie, à la Plate-forme prébalcanique, fait qui a expliqué la séparation de cette dernière sous le nom de Plaine de plate-forme.

Les dépôts quaternaires les plus anciens de la Plaine roumaine peuvent être observés sur la bordure interne (zone collinaire); ils y sont connus sous le nom de « Graviers de Cîndești » et appartiennent au Villafranchien. Ces dépôts pséphitiques représentent d'anciens cônes de déjection et sont caractérisés, au point de vue paléontologique, par l'association des formes de *Mastodon* sp. avec *Elephas planifrons* et *E. meridionalis*.

La bordure externe (zone danubienne) de la Plaine roumaine comprend des dépôts pléistocènes anciens qui appartiennent au St. Prestien étant caractérisés, au point de vue paléontologique, par *Elephas meridionalis*. Ces dépôts sont constitués par des alluvions fluviatiles typiques et ont été dénommés « Couche de Frătești ».



Les dépôts appartenant au Pléistocène moyen et supérieur accusent dans la Plaine gétique et dans la Plaine de plate-forme un faciès différent de celui de la Plaine roumaine orientale.

Dans la Plaine gétique et dans la Plaine de plate-forme, le Pléistocène moyen ne saurait être séparé du Pléistocène supérieur sur des considérations d'ordre paléontologiques. Les dépôts qui couvrent le Pléistocène inférieur sont représentés par un paquet d'argiles sablonneuses rouges qui supportent des formations déluviales-proluviales de type loessoïde.

Les argiles rouges qui affleurent au niveau de la localité Dăneasa (rivière de l'Olt), présentent une intercalation lenticulaire de tuf volcanique, qui pourrait être attribué à un magma andézitique. La provenance de ce tuf pourrait être rattachée aux éruptions volcaniques des régions intracarpates, d'où il a été probablement transporté par le vent.

Dans la Plaine roumaine orientale, le Pléistocène moyen est représenté par un épais paquet de marnes et d'argiles lacustres, dénommé « Complexe marneux ». Étant donné sa position stratigraphique, ce paquet a été attribué à un intervalle stratigraphique comprenant le Mindelien et le Mindel-Rissien.

Le Pléistocène supérieur est représenté à sa base par un banc épais de sables — les Sables de Mostiștea — dont l'âge rissien est attesté par l'association *d'Elephas trogontherii* avec *Elephas primigenius*.

Ensuite se succèdent les dépôts loessoïdes anciens du Riss-Würmien qui supportent, à leur tour, un dépôt pséphito-psammitique, dénommé « Graviers de Colentina ». Dans le contenu paléontologique des Graviers de Colentina, on a identifié les formes suivantes: *Elephas primigenius* var. *sibiricus*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Crocuta crocuta*, *Canis lupus*, etc., qui attestent leur âge würmien.

Les Graviers de Colentina sont recouverts par des dépôts loessoïdes jeunes, de type proluvial, appartenant à l'intervalle de transition Pléistocène/Holocène.

En ce qui concerne la genèse du relief de la Plaine roumaine, on peut observer que dans la Plaine gétique, où les processus de subsidence ont cessé à la fin du Tertiaire, est apparu, au Pléistocène inférieur, un relief d'érosion, qui a imprimé son caractère à l'aspect du relief actuel. En effet, on constate dans cette région une concordance parfaite entre la surface morphologique des plaines interfluviales et la structure des dépôts du Pléistocène inférieur.

Dans la Plaine roumaine orientale, où les processus de subsidence ont également continué dans le Quaternaire, est apparu un relief accumulatif de colmatage.

En effet le relief de ce secteur est jeune, propre à l'évolution de cette région et en permanente transformation de son aspect, particularité maintenue jusqu'à présent.



Dans la Plaine de plate-forme s'est conservé un relief relique d'âge pléistocène-moyen, qui apparaît clairement dans les zones où il n'a pas été modelé par l'érosion.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Unités et subunités structurales de la Plaine Roumaine.

Planche II

Répartition des Proboscidiens fossiles dans la Plaine Roumaine.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ПЛЕИСТОЦЕНА И ГЕНЕЗИСА РЕЛЬЕФА РУМЫНСКОЙ РАВНИНЫ

Е. ЛИТЯНУ

(Краткое изложение)

Румынская равнина является структурной провинцией, граничущей с внутренней стороны с Южными Карпатами и с западной оконечностью Восточных Карпат, а с внешней стороны с Молдавской возвышенностью, северной Добруджей и Предбалканской платформой.

Гидрографический бассейн реки Арджеш подразделяет эту структурную провинцию на два тектонических участка: к западу Гетская равнина расположенная против Южных Карпат, а к востоку против Восточных Карпат-Восточнорумынская равнина.

В пределах Гетской равнины, где мио-плиоценовый процесс опускания закончился в конце левантийского времени, древние почти неподревоженные четвертичные отложения залегают несогласно на плиоценовых отложениях, захваченных в обширную синклиналь.

На протяжении Восточнорумынской равнины, где процесс опускания продолжался и в послеплиоценовое время, древние четвертичные отложения залегают согласно на левантийских отложениях, принимая участие в образования мио-плиоценовой мульды.

Исследования последних лет показали что часть придунайской области Румынской равнины по своим фациальным, структурным и морфологическим признакам связана с Предбалканской платформой, вследствии чего она была выделена под названием Платформенной равнины.



Самые древние четвертичные отложения Румынской равнины встречаются во внутренней зоне (холмистой), где они известны под названием гальки «Кындешть» и принадлежат к виллафранкскому времени. Эти псефитовые отложения образовались из материала древних конусов выноса; с палеонтологической точки зрения для них являются характерными ассоциации мастодонов со слонами, принадлежащими к видам *Mastodon*, *Elephas planifrons* и *Elephas meridionalis*.

В пределах внешней зоны (придунайской) Румынской равнины, древние плеистоценовые отложения относятся к Сан — престианскому ярусу и характеризуются с палеонтологической точки зрения видом *Elephas meridionalis*. Они состоят из типичных речных отложений и называются слоями «Фрэтешть».

Среднеплеистоценовые и верхнеплеистоценовые отложения Гетской и Платформенной равнин принадлежат к фации резко отличающейся от соответствующей фации Восточнорумынской равнины.

В Гетской и Платформенной равнинах, средний плеистоцен не отличается от верхнего плеистоцена по палеонтологическим признакам. Отложения, залегающие на нижнем плеистоцене, представлены пакетами красных глинисто — песчаных пород, подстилающих образования делювиального пролювия лёссовидного типа.

Красные глины, выходящие на поверхность в местности Дэняса (на реке Олт) переслаиваются с линзообразными туфами, которые можно приурочить к андезитовой магме. Происхождение этого вулканического туфа можно было бы связать с вулканическими извержениями образовавшими внутреннюю горную цепь Карпат, откуда материал был перенесен по всей вероятности ветром.

В пределах Восточнорумынской равнины средний плеистоцен представлен мощным пакетом мергеля и озерных глин, известных под названием «мергелистого комплекса». По своему стратиграфическому положению этот пакет был приурочен к стратиграфическому интервалу, включающему миндель и миндель-рисс.

Основание верхнего плеистоцена представлено мощным слоем песков-песками «Мостиштя» рисского возраста, который был определен наличием ассоциации слонов *Elephas trogontherii* и *E. primigenius*.

Далее следуют древние лёссовидные отложения, принадлежащие к риссу-вюрму, подстилающие псефито-псамитовые отложения, известные под названием гальки «Колентина». В палеонтологическом составе гальки «Колентина» были найдены: *Elephas primigenius* var *sibiricus*, *Rhinoceros antiquitatis*, *Crocuta crocuta*, *Canis lupus* и т. д., свидетельствующих об ее вюрмском возрасте.



Галька «Колентина» находится под покровом молодых лессовидных отложений, принадлежащих к переходному интервалу от плеистоцена к голоцену.

В связи с генезисом рельефа Румынской равнины надо отметить что в пределах Гетской равнины, где процесс опускания закончился в конце третичной эры, во время нижнего плеистоцена появился эрозионный рельеф, придавший характерные черты настоящему рельефу. Действительно, в этой области наблюдается полное соответствие между морфологией поверхности междуречий и структурой нижнеплеистоценовых отложений.

В пределах Восточнорумынской равнины, где процессы опускания продолжались и в четвертичном периоде, появился рельеф являющийся следствием наполнения бассейна отложениями.

Таким образом этот молодой рельеф соответствует данной степени развития вышеуказанной области, подвергающейся и в данное время процессу постоянного изменения.

В пределах Платформенной равнины сохранился остаточный среднеплеистоценовый рельеф, оставшийся очевидным в зонах, где он не был подвергнут эрозии.

ПОЯСНЕНИЕ К ПРИЛОЖЕННЫМ РИСУНКАМ

Рис. I

Структурные единицы и подъединицы Румынской равнины.

Рис. II

Распределение ископаемых остатков хоботных в Румынской равнине.



DESPRE LIMITA CUATERNAR/TERȚIAR DIN DEPRESIUNEA VALAHĂ

DE

EMIL LITEANU

Introducere

Fixarea limitei Cuaternar/Terțiar a constituit o problemă care în prima jumătate a actualului secol a suscitat numeroase controverse reieșite mai ales din diversitatea criteriilor adoptate de diferiți autori, cît și din variabilitatea condițiilor geologice locale.

Deși pînă în prezent această problemă nu a primit încă o soluție pe deplin satisfăcătoare, se poate totuși afirma că majoritatea cercetătorilor au căzut de acord să atribuie Cuaternarului un interval stratigrafic care în trecut era repartizat Pliocenului superior. Raportarea unora din termenii Pliocenului superior, Cuaternarului, s-a întemeiat atât pe argumente de ordin biostratigrafic, cît și pe considerente deduse din factorii paleoclimatici. Din punctul de vedere paleoclimatic menționăm că studiul intervalului de tranziție Neogen/Cuaternar a pus în evidență o serie de elemente care pledează pentru apariția înăuntrul acestui interval a unei scăderi sensibile a temperaturii medii anuale, atribuită Pliocenului superior. Intervenția unui val atmosferic rece, care pe teritoriul Europei centrale s-a reflectat în depunerea primelor depozite glaciare în munții Înalți, în stingerea sau migrația pe alte areale a faunei de Mamifere pliocene, ca și în dispariția florei exotice, a justificat alegerea apariției acestui fenomen climatic drept reper pentru datarea limitei Cuaternar/Terțiar.

Manifestarea în Cuaternarul inferior a unor oscilații ample în succesiunea temperaturilor mijlocii, fapt care vine în contrast cu uniformitatea relativă a temperaturii din Pliocenul superior, a îndreptat cercetările privind fixarea limitei Cuaternar/Terțiar pe calea studiului depozitelor pleistocene vechi. Într-adevăr,



în cadrul Congresului al II-lea I.N.Q.U.A. (Leningrad 1932), luîndu-se în considerare criteriul paleoclimatic, pus în evidență de cele patru glaciațiuni alpine, s-a preconizat fixarea limitei Cuaternar/Terțiар la baza glaciațiunii Günz.

Cercetările ulterioare au adus însă dovezi pentru admiterea unei glaciațiuni pregünziene — glaciațiunea Donau — precum și a probabilității existenței unor glaciațiuni și mai vechi. Aceste constatări, sprijinite și de argumente biostratigrafice, au motivat necesitatea coborârii limitei inferioare a Cuaternarului. În urma dezbatelor care au avut loc în cadrul celui de al 18-lea Congres Internațional geologic (Londra 1948), s-a adoptat o rezoluție potrivit căreia Cuaternarul trebuie să includă ca termen bazal Villafranchianul sau echivalentul său marin, Calabrianul. Într-adevăr, din examinarea inventarului paleontologic al Mammiferelor fosile care caracterizează Villafranchianul, reiese prezența covîrșitoare a formelor cuaternare, pe lîngă un număr redus de forme terțiare relicte, fapt care fundamentează și biostratigrafic atribuirea acestui etaj bazei Cuaternarului.

La Congresul Unional pentru studiul Cuaternarului (Moscova 1957), V. I. GROMOV, V. P. GRICIUK, A. I. MOSKVITIN, E. W. SANTER și K. V. NIKIFOROVA au prezentat comunicări asupra problemei limitei Cuaternar/Terțiar. În esență, autorii menționați au preconizat datarea acestei limite pe diferite criterii: complexe faunistice, asociații floristice, elemente paleoclimatice sau considerente biostratigrafice. Ca vîrstă, aceste criterii revin Villafranchianului sau chiar unor termeni mai vechi.

În cadrul Congresului al V-lea I.N.Q.U.A. (Madrid-Barcelona 1957), nu au avut loc dezbateri în legătură cu problema limitei Cuaternar/Terțiar, datorită faptului că pe de o parte Comisiile oficiale au adoptat rezoluția elaborată de al 18-lea Congres Internațional geologic, iar pe de altă parte autorii participanți nu au pus în discuție această problemă.

În anul 1958 au apărut două lucrări, de vastă sinteză, referitoare la stratigrafia Cuaternarului din Europa și ținuturile extraeuropene și anume V. I. GROMOV, I. I. KRASNOV și K. V. NIKIFOROVA: «Bazele subdiviziunii stratigrafiei Cuaternarului și limita sa inferioară», precum și P. WOLDSTEDT: «Das Eiszeitalter», Vol. II. Subliniem faptul că ambele lucrări sunt în deplin acord pentru fixarea limitei inferioare a Cuaternarului din teritoriile europene și extraeuropene la nivelul adoptat de rezoluția celui de al 18-lea Congres internațional geologic (Londra 1948).

Față de rolul pe care îl deține Villafranchianul ca reper al limitei Cuaternar/Terțiar, considerăm că nu este lipsită de interes prezentarea corelațiilor paleontologice care au fost stabilite în zona europeană corespunzătoare latitudinii Depresiunii valahe. În scopul de a oferi un tablou mai cuprinzător



al intervalului de tranziție Pliocen/Pleistocen, ne vom referi, în mod separat, la cei trei termeni stratigrafici care aparțin acestui interval: Astianul, Villafranchianul și St. Prestianul.

1. *Astianul* este caracterizat în mod schematic prin asociația *Mastodon arvernensis* și *Mastodon borsoni* dinaintea apariției genului *Elephas*. Aparțin acestei zone paleontologice: în Franța faunele de la Roussillon (Ch. DEPÉRET 1890—1897) și Perrier (E. HAUG 1911), în R. P. Ungară fauna de la Rakoskere-sztur (M. KRETZOI 1953), în R. P. Română faunele de la Căpeni-Baraolt (M. KRETZOI 1953) Mălușteni (SIMIONESCU 1930) și Berești (SIMIONESCU 1932), iar în U.R.S.S. fauna de tip Roussillon din partea de SW a R.S.S. Moldovenesci (I. HOMENKO 1917).

2. *Villafranchianul* începe prin apariția primelor forme de *Elephas* alături de ultimii reprezentanți ai genului *Mastodon*. În Franța acest etaj este caracterizat prin faunele de la St. Vallier (J. VIRET 1954) și Senèze (H. G. STEHLIN 1923), în Italia prin faunele de la Villafranca d'Asti (L. PARETO 1865) și de la Val d'Arno (G. MERLA 1947), în R. P. Ungară prin fauna de la Beremend (M. KRETZOI 1938), în R. P. Română prin faunele de la Tulucești (S. ATHANASIU 1915), Pralea (I. C. MOTĂȘ 1956) și din partea vestică a Cîmpiei getice (E. LITEANU și T. BANDRABUR 1957), iar în Cîmpia rusă din partea europeană a U.R.S.S. prin fauna de la Haprof (V. I. GROMOV 1951).

3. *St. Prestianul* sau echivalentul său stratigrafic este caracterizat prin *Elephas meridionalis* odată cu dispariția genului *Mastodon*. Unii autori și-au exprimat părerea că acest termen ar reprezenta nivelul superior al Villafranchianului considerat într-un sens larg. St. Prestianul este reprezentat în Franța prin fauna de la St. Prest (M. LANGEL 1862), în R. P. Ungară prin fauna de la Buda-pesta-Varberg (M. MOTTI 1942), în R. P. Română prin faunele de la Frătești (E. LITEANU 1953), de la Brașov și Episcopia Bihorului (M. KRETZOI 1953), iar în Cîmpia rusă din partea europeană a U.R.S.S. prin fauna de la Taman (V. I. GROMOV 1951).

Întemeiați pe considerentele expuse, ne propunem să restrîngem problema limitei Cuaternar/Tertiär din Depresiunea valahă la discuția poziției stratigrafice a orizonturilor litologice aparținând intervalului de tranziție Pliocen/Pleistocen din diferitele regiuni ale acestui teritoriu. În acest scop, și pentru a evita unele eventuale confuzii, am considerat necesar să utilizăm, pentru definirea termenului celui mai înalt al Pliocenului, denumirea de Astian în loc de Levantin.

GENERALITĂȚI ASUPRA STRUCTURII ȘI FACIESURILOR INTERVALULUI DE TRANZIȚIE TERȚIAR/CUATERNAR DIN DEPRESIUNEA VALAHĂ

Depresiunea valahă include un teritoriu care, din punct de vedere morfostructural, este separat de bazinul hidrografic al râului Argeș în două comparte mente tectonice: la W, Domeniul Cîmpiei getice, iar la E, Domeniul Cîmpiei romîne orientale.

În raport cu evoluția sa mio-pliocenă, această depresiune poate fi considerată ca o mare unitate geologică, delimitată spre interior de Carpați, iar spre exterior de Podișul moldovenesc, Dobrogea și Platforma prebalcanică.

Depozitele pliocene care participă la alcătuirea acestei provincii geologice sunt prinse într-o vastă cuvetă. Zona axială a cuvetei pliocene, în care procesele de subsidență s-au manifestat cu o intensitate maximă, urmărește în general lanțul carpatic, afundîndu-se treptat dinspre W către E. Particularitățile paleogeografice ale Depresiunii valahe par să pledeze în sensul că zona axială menționată a avut în Pliocen o deplasare lentă spre ținuturile din față. Cercetările noastre, întemeiate pe datele obținute dintr-o serie de foraje, ne-au permis să reconstituim, în linii mari, plasarea în Levantin (Astian) a zonelor în care s-au manifestat cu intensitate procesele de subsidență. De la W spre E grosimile depozitelor levantine cresc treptat, iar valorile lor maxime se înscriu într-un traseu care, începînd de la W de Desnățui, este dirijat de la SSW spre NNE. Consecvent cu arcul Carpaților meridionali, traseul menționat ocolește orașul Craiova, dirijîndu-se spre ENE, direcție pe care o menține pînă în dreptul rîului Cricovul Sărat, unde atinge contactul morfologic dintre Subcarpați și Cîmpie. În continuare spre E, grosimile cele mai mari ale depozitelor levantine se situează în apropierea acestui contact morfologic, pe care îl urmăresc probabil pînă în dreptul ramurei nordice a arcului Carpaților orientali.

Depozitele levantine (astiene) din Depresiunea valahă sunt constituite predominant din materiale pelitice sau fin psamitice.

În domeniul getic, Levantinul (Astianul) se prezintă în general sub facies lacustru de mică adîncime, caracterizat prin depozite pelitice cu Unionizi sculptați, cu cochilia groasă și cu Viviparide ornamentate.

Pe rama internă a Cîmpiei romîne orientale, Levantinul (Astianul) este reprezentat prin depozite pelitice și fin psamitice, depuse sub faciesul de mlaștini și bălti, cu Helicide și Planorbide. Totuși, începînd aproximativ din dreptul rîului Cricovul Sărat către W, partea bazală a Levantinului (Astianului) îmbracă



faciesul getic, caracter care, în direcția menționată, se extinde treptat pînă la orizonturile superioare.

Pe rama externă a Cîmpiei romîne orientale, Levantinul (Astianul) inferior este reprezentat prin tufuri calcaroase cu Helicide și Planorbide aparținînd unui facies de mlaștini, în timp ce Levantinul superior se prezintă sub faciesul getic predominant pelitic (E. LITEANU 1953 a, 1956 a).

Depozitele cuaternare din Depresiunea valahă prezintă unele aspecte structurale proprii. În domeniul getic, unde procesele de subsidență au încetat la finele Pliocenului, depozitele cuaternare vechi stau discordant peste depozitele levantine, fiind dispuse după un monoclin cu o pantă abia sensibilă și dirijată NNW—SSE (E. LITEANU 1959). În domeniul Cîmpiei romîne orientale, unde activitatea de subsidență s-a menținut și în Post-Terțiар, depozitele cuaternare vechi iau parte la alcătuirea cuvetei pliocene. Concordanța dintre depozitele cuaternare vechi și cele levantine din acest ținut are un caracter virtual, fiind în fapt generată de activitatea proceselor neotectonice (E. LITEANU 1956 a).

Depozitele cuaternare vechi sunt constituite predominant din materiale psamo-psefitice. Pe rama internă a Depresiunii valahe ele sunt reprezentate prin conuri de dejecție, iar în apropierea ramei externe prin aluvioni depuse de paleofluvi. Numai în părțile centrale ale domeniului Cîmpiei romîne orientale depozitele aparținînd Pleistocenului se prezintă sub facies de mlaștini și bălti și sunt constituite din materiale fine, fapt care reflectă activitatea de subsidență intensă din acest din urmă teritoriu (E. LITEANU 1956 b).

În planșa alăturată prezentăm harta litofacială a depozitelor cuaternare din Depresiunea valahă.

LIMITA PLEISTOCEN/PLIOCEN DIN DOMENIUL GETIC

În trecut, problema limitei Cuaternar/Terțiār din domeniul getic nu a constituit un obiectiv concret de studiu. Preocupările asupra acestui domeniu nu au depășit sfera unor discuții care au avut drept scop justificarea atribuirii unor depozite, aparținînd intervalului de tranziție Pliocen/Pleistocen, Levantinului.

Astfel, SABBA ȘTEFĂNESCU (1897), pe baza cercetărilor întreprinse în bazinul rîului Jiu, din împrejurimile orașului Craiova (partea vestică a domeniului getic), a repartizat Cuaternarului loessul și pietrișurile de la baza acestuia, constituind mantaua de depozite de pe interfluvii. Levantinul din această regiune ar fi reprezentat prin trei orizonturi litologice cu un bogat conținut paleontologic, care pot fi paraleлизate cu stratele cu Paludine din Bazinul slavon. Autorul citat a constatat că în regiunea studiată Levantinul poate fi clar subdivizat pe considerente litologice. Totuși, el a afirmat că orizonturile respective nu pot fi paleontologic cert



caracterizate « pentru că speciile fosile (conținute) nu se găsesc în mod invariabil în același nivel (litologic) ».

Intrucît în cadrul prezentei lucrări ne vom referi adesea la orizonturile litologice separate de SABBA ȘTEFĂNESCU, prezentăm în tabloul 1 schema stratigrafică întocmită de acest autor.

TABLOUL 1

Schema stratigrafică a intervalului de tranziție Terțiar/Cuaternar din regiunea Craiova–Bucovăț (domeniul getic) după SABBA ȘTEFĂNESCU (1897)

Cronologie	Coloana litologică	Caracterizare paleontologică
Cuaternar	Loess	—
	Pietrișuri diluviale	—
Levantin	Marne și argile superioare	<i>Unio ștefănescui</i> Tourn.
	Nisipuri	<i>Unio procumbens</i> FUCHS
	Marne și argile inferioare	<i>Unio lenticularis</i> SABBA

În legătură cu schema stratigrafică elaborată de SABBA ȘTEFĂNESCU observăm că cercetările recente efectuate în această regiune au dovedit că orizontul cu *Unio procumbens* FUCHS (= *Unio pristinus* BIELZ) este constituit în realitate din nisipuri cu pietrișuri și chiar bolovanișuri. De asemenea, trebuie să precizăm că, față de faptul că fiecare din speciile menționate în tabloul 1 pot fi întâlnite în toate subdiviziunile Levantinului separate de autorul citat, în toate cazurile cînd în prezenta lucrare ne vom referi la un orizont cu *Unio*, vom înțelege exclusiv nivelul litologic corespunzător, adică nu acordăm o valoare stratigrafică speciei respective.

Cercetările ulterioare întreprinse de I. P. IONESCU-ARGETOAIA (1918) în aceeași regiune au semnalat existența resturilor de *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. în pietrișurile de la baza loessului, fapt care a îndreptățit atribuirea acestora Pliocenului superior sub denumirea de Pietrișuri de Cîndești.

* * *

Sub aceste aspecte ne referim în prealabil la domeniul getic al Depresiunii valahe de la W de rîul Olt, unde se constată că depozitele pliocene dintre coline și terasele Dunării suportă discordant un orizont-reper, precumpărător psefito-



psamitic, din care s-a recoltat un mare număr de resturi de Proboscidiensi fosili. Urmărind distribuția geografică a speciilor de Proboscidiensi (E. LITEANU și T. BANDRABUR 1957) am înclina să separăm orizontul-reper din cuprinsul teritoriului menționat în trei regiuni paleontologice dispuse longitudinal, în general paralele arcului Carpaților meridionali și anume: o regiune internă colinară, o regiune centrală de cîmpie și o regiune externă de cîmpie dunăreană.

Regiunea paleontologică internă este caracterizată prin asociația *Mastodon borsoni* HAYS și *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. În regiunea centrală se întâlnesc, pe lîngă genul *Mastodon*, *Elephas planifrons* FALC. și *Elephas meridionalis* NESTI. În regiunea paleontologică externă, care începe de la E de rîul Jiu, se constată dispariția Proboscidiensilor vechi, menținîndu-se numai *Elephas meridionalis* NESTI. În raport cu valoarea stratigrafică acordată asociațiilor de Proboscidiensi, am atribuit orizontul-reper din regiunile paleontologice menționate, unor etaje diferite și anume: regiunea internă — Astianului, regiunea centrală — Villafranchianului, iar regiunea externă — St. Prestianului. Remarcăm că, în literatura geologică, depozitele care alcătuiesc orizontul-reper din regiunile internă și centrală au fost denumite « Pietrișuri de Cîndești », iar regiunea externă « Strate de Frătești ».

Dacă mai ținem seama că orizontul-reper psefito-psamitic dintre coline și terasele Dunării prezintă o ușoară înclinație după o direcție în general NW—SE, egală cu panta rețelei hidrografice actuale, trebuie să admitem că el reprezintă extensiunea treptată spre Vorland a unor depozite aluvionare, într-un interval care include cel puțin partea superioară a Astianului, Villafranchianul, precum și St. Prestianul. Se poate deci afirma că limită dintre formațiunile aluvionare astiene (regiunea paleontologică internă) și cele villafranchiene (regiunea paleontologică centrală), ca și limita dintre formațiunile aluvionare villafranchiene (regiunea paleontologică centrală și cele st. prestiene (regiunea paleontologică externă) nu este posibil de trasat pe criterii litologice.

Din examinarea în cadrul fiecărei regiuni paleontologice a raporturilor dintre orizontul-reper și depozitele subjacente, au reieșit următoarele precizări:

1. In regiunea internă, din cercetarea profilelor de pe V. Drincei, din împrejurimile com. Cujmir¹⁾ (raion Cujmir), reiese că marnele ponțiene suportă un banc gros de cca 20 m de pietrișuri și bolovănișuri. Din observația că din acumulările psefitice au fost semnalate în trecut, în această regiune, resturi fosile de *Mastodon borsoni* și *Mastodon arvernensis* și că ele trec lateral spre NE la depozite daciene, astiene și villafranchiene, se pune întrebarea dacă cel puțin partea inferioară a bancului de pietrișuri nu ar trebui să fie atribuită Pliocenului

¹⁾ C. GHENEA. Comunicare verbală.

superior. Constatări asemănătoare au mai fost făcute și în alte puncte ale acestei regiuni paleontologice.

În orice caz, se poate afirma că în această regiune, limita Cuaternar/Terțiar nu este posibil să fie litologic pusă în evidență.

2. *In regiunea centrală* ECAT. SCHOVERTH¹⁾ a cercetat o serie de aflorimente pe versanții fascicolului de văi afluente dinspre partea dreaptă a râului Jiu și situate imediat la S de localitatea Gura Motrului (raion Filiași). Autorul citat observă că la alcătuirea geologică a interfluviilor intervine o succesiune constituită din strate de argile alternând cu pietrișuri și bolovănișuri, depusă peste un pachet gros de argile. Fauna de Moluște fosile, identificată atât din depozitele pelitice superioare, cât și din cele psefítice, include aproape întreaga listă elaborată de SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) cu ocazia studiului Levantinului din bazinul hidrografic al râului Jiu. De asemenea, a găsit într-o carieră situată la partea inferioară a unui versant de pe Valea Cernăteștilor o faună de Mamifere fosile, tipic villafranchiană: *Mastodon borsoni* HAYS, *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB., *Elephas meridionalis* NESTI, *Rhinoceros cf. etruscus* FALC., *Equus* sp. asociată cu *Viviparus bifascinatus* BIELZ, *Unio procumbens* FUCHS, *Psilunio bielzi* CZEK., *Psilunio doljiensis* SABBA, etc., ceea ce i-a permis să stabilească în mod cert prezența termenului bazal al Pleistocenului, net delimitat litologic de argilele inferioare aparținând Astianului superior.

O constatare analogă a fost făcută și în partea de S a interfluviului Jiu-Amaradia de către M. FERU, VENERA ȘERBĂNESCU și RODICA TODOR²⁾.

Trebuie să admitem că în această regiune partea superioară a depozitelor atribuite în trecut Levantinului (SABBA ȘTEFĂNESCU 1897) urmează să fie în prezent repartizată Pleistocenului inferior.

Paraleлизind alternanța de argile și pietrișuri villafranchiene din V. Cernăteștilor cu orizontul superior pelitic cu *Unio ștefănescui* TOURN. și cu cel mediu psamo-psefitic cu *Unio procumbens* FUCHS al Levantinului, descrise de SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) în reg. Craiova (tabl. 1), se poate propune ca în Cîmpia getică centrală limita Cuaternar/Terțiar să fie plasată la contactul dintre orizontul mediu psamo-psefitic cu *Unio procumbens* FUCHS și orizontul inferior pelitic cu *Unio lenticularis* SABBA.

Mai considerăm necesar să subliniem faptul că ridicarea pe verticală a Unio-nizilor sculptați și a Viviparelor ornamentate, cel puțin pînă în Villafranchian, dovedește că stingerea faunei de Moluște levantine nu poate constitui un criteriu

¹⁾ Raport geologic asupra zonei SW a P. Sușița-Jiu. Campania anului 1958.

²⁾ Raport geologic și hidrogeologic asupra regiunii Craiova – Filiași. Campania anului 1958.

pentru delimitarea Terțiarului de Cuaternar. În acest mod se confirmă concluzia analogă expusă de noi într-o lucrare anterioară (E. LITEANU 1955).

3. *In regiunea externă*, E. LITEANU și T. BANDRABUR (1957) au stabilit, pe baza forajelor executate pe interfluviul Jiu—Olt, la Celaru, Apele Vii, Redea, Caracal (raion Caracal), cît și a resturilor fosile de *Elephas meridionalis* NESTI, că depozitele st. presteiene iau contact, printr-o suprafață de eroziune, cu depozitele astiene. În această regiune, depozitele pliocen-superioare pot fi clar delimitate, pe criterii litologice, de cele pleistocen-inferioare. Totuși raporturile lor par a fi caracterizate printr-o lacună stratigrafică ce ar include Villafranchianul și o parte a Astianului superior.

În Cîmpia getică de la E de rîul Olt se constată o situație similară cu cea descrisă din ținutul vestic. Într-adevăr, orizontul-reper psefito-psamitic, acoperit de depozite de tip loessoid, care se extinde între coline și terasele Dunării, poate fi de asemenea separat, pe baza distribuției Proboscidiensilor fosili, în trei regiuni paleontologice identice cu cele arătate din regiunea vestică. Cercetările de teren întreprinse de N. ONCESCU, I. MOTĂȘ și V. DRAGOȘ (1950) în Platforma Cotmeana și de E. LITEANU (1953) în Cîmpul Burnas, precum și datele reiesește din forajele Spineni, Poboru (raion Vedea), Bradu (raion Pitești), Roșiorii de Vede, Alexandria, etc., au dovedit că particularitățile litologice ale orizontului-reper privind extensiunea acestuia de la interior spre exterior, ca și raporturile sale cu depozite pliocene, se mențin aproape similare cu cele prezентate în ținutul vestic.

LIMITA PLEISTOCEN/PLIOCEN DIN DOMENIUL CÎMPIEI ROMÂNE ORIENTALE

Primul cercetător care s-a preocupat de problema limitei Cuaternar/Terțiar din acest ținut a fost I. ATANASIU (1940), care a subliniat faptul că Pietrișurile de Cîndești din rama internă a Cîmpiei române orientale sunt caracterizate paleontologic prin Mamifere fosile care argumentează Villafranchianul. Acest autor a discutat vîrsta Pietrișurilor de Cîndești, observînd că ele succed, fără discordanță, celoralte depozite pliocene, iar în unele regiuni sunt interesante în faza de orogeneză valahă. Întemeiat pe aceste considerente structurale, cărora le acorda conținutul unor relații stratigrafice, I. ATANASIU își exprimă părerea că în Depresiunea valahă, este preferabil a se repartiza Villafranchianul, și deci și Pietrișurile de Cîndești, Levantinului.

W. WENZ (1942), adoptînd criteriul structural preconizat de I. ATANASIU (1940) în legătură cu așezarea limitei superioare a Terțiarului, s-a văzut obligat să includă Levantinului toți termenii stratigrafici interesanți în faza de orogeneză valahă, adică seria Astian-Villafranchian-Sicilian (tabl. 2).



TABLOUL 2

Schema stratigrafică a Levantinului din rama Cîmpiei romîne orientale, dintre rîurile Ialomița și Buzău, după W. WENZ (1942)

Cronologie	Coloana litologică	Caracterizare paleontologică
Sicilian	Argile roșii	—
	Argile și nisipuri	Gasteropode terestre, asociate cu Moluște fluviatilo-lacustre (<i>Corbicula fluminalis</i> și Unionizi cu cochilia netedă)
Villafranchian	Pietrișuri și nisipuri	—
Astian	Argile și nisipuri	Gasteropode terestre, asociate cu Moluște fluviatilo-lacustre
	Argile și nisipuri	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate

În legătură cu schema stratigrafică elaborată de W. WENZ (1942) observăm că repartizarea depozitelor siciliene Terțiarului este argumentată paleontologic pe baza formei *Corbicula fluminalis* MÜLLER. Cercetările întreprinse în Depresiunea valahă (E. LITEANU și T. BANDRABUR 1959 b) au dovedit însă că forma menționată se ridică pe verticală pînă în Holocenul inferior, fapt care infirmă valoarea stratigrafică acordată acestei forme.

E. LITEANU (1955) a reluat discuția asupra limitei superioare a Terțiarului, legată de constatarea că termenii litologici atribuiți Sicilianului de către W. WENZ (tabl. 2) nu pot apartine Pliocenului, avînd în realitate o vîrstă pleistocenă. Astfel E. LITEANU conclude că criteriul structural preconizat de I. ATANASIU (1940) nu poate constitui un argument valabil în problema limitei Cuaternar/Terțiar. În consecință, acest autor și-a exprimat părerea că Pietrișurile de Cîndești aparținând Villafrachianului trebuie să fie considerate ca termen bazal al Cuaternarului.

* * *

Orizontul-reper psefito-psamitic din Cîmpia getică se extinde la zi larg spre E, pe rama domeniului oriental al Depresiunii valahe, din care este absent numai pe teritoriul colinar dintre rîul Cricovul Sărăt și Valea Sărata.

Datele de foraj, reiesite din profile perpendiculare direcției cutelor carpatici, au pus în evidență faptul că și în acest ținut orizontul-reper considerat prezintă o serie de variații litologice. La interiorul contactului morfologic dintre Subcar-



pați și Cîmpia română orientală, orizontul-reper este constituit din pachete groase de pietrișuri și bolovănișuri cu intercalări de nisipuri în unele puncte slab cimentate, care au fost atribuite Pietrișurilor de Cîndești. În dreptul contactului morfologic menționat, orizontul-reper este constituit dintr-o alternanță de pietrișuri, nisipuri și argile, care se afundă lent sub depozite mai tinere și totodată trece treptat spre exterior la o granulometrie mai fină. În partea centrală a cîmpiei, adică în Cîmpia internă (E. LITEANU 1959), orizontul-reper își pierde individualitatea, fiind alcătuit precumpărător din argile și nisipuri fine, nefiind astfel posibil să fie diferențiat pe criterii litologice de depozitele din acoperișul și culcușul său. Asupra geologiei acestei părți a cîmpiei vom reveni mai departe. Către partea externă a cîmpiei, adică în Cîmpia externă și în Cîmpia de platformă (E. LITEANU 1959), orizontul-reper psefito-psamitic reapare, prezentând totodată o tendință de ridicare lentă spre Vorland, pînă în zona teraselor Dunării, unde el a fost îndepărtat prin eroziune. În această din urmă parte a cîmpiei, orizontul-reper a fost raportat Stratelor de Frătești.

Pînă în prezent fauna de Proboscidieni fosili care caracterizează orizontul-reper a fost citată în câteva rare puncte de pe rama nordică a Depresiunii valahe. Asociația de Mamifere citată din zona Pralea: *Mastodon* sp. *Elephas meridionalis* NESTI și *Rhinoceros ethruscus* FALC. (I. MOTĂȘ 1956) este caracteristică pentru rama internă a Cîmpiei române orientale și constituie o dovedă categorică pentru atribuirea unei vîrste villafranchiene, orizontului psefito-psamitic din această zonă. Este însă probabil că depozitele în faciesul Pietrișurilor de Cîndești, situate mai spre interior de zona Pralea, ar urma să aparțină Astianului, incluzând eventual și unele etaje mai vechi (I. MOTĂȘ 1956).

Din examinarea raporturilor dintre orizontul-reper superior psefito-psamitic și orizontul inferior pelitic (pelitic—fin psamitic), sub faciesul cu *Helicopsis* sp. și *Planorbis* sp., din ținutul colinar de la W de Pralea, reies următoarele constatări:

În regiunile colinare interne, în care pietrișurile constituind orizontul-reper superior aparțin Astianului, limita Cuaternar/Terțiar nu este posibil să fie fixată. În regiunile situate imediat la interiorul contactului morfologic dintre coline și cîmpie limita Pleistocen/Pliocen este clar pusă în evidență de contactul dintre pietrișurile villafranchiene și argilele astiene. În zona contactului morfologic menționat, unde orizontul-reper superior este constituit dintr-o alternanță de pietrișuri cu argile, limita Villafranchian/Astian poate fi așezată la baza ultimului pachet de depozite psefítice.

Fauna de Mamifere fosile identificată din partea de S a Podișului Moldovenesc, la Tulucești (S. ATHANASIU 1915, 1926), în care a fost de asemenea citată asociația: *Mastodon borsoni* HAYS, *M. arvernensis* CROIZ. et JOB., *Elephas planifrons* FALC. și *E. meridionalis* NESTI, argumentează vîrsta villafranchiană a orizontului-reper psamo-psefitic de la marginea de NE a ramei Depresiunii valahe.

Observăm însă că pe de o parte nu s-au stabilit cu precizie nivelele din care au fost recolțate resturile fosile cuprinse în lista faunei de la Tulucești, iar pe de altă parte formele: *Hipparium gracile* KAUP, *Tapirus arvernensis* DEV. et BOUILL. și *Canes donnezzani* DEP., citate la Mălușteni și Berești (I. SIMIONESCU 1930, 1932), pledează în favoarea unei înrudiri strînsă cu fauna de la Roussillon, care caracterizează Astianul. În consecință, considerăm că în această parte a ramei Depresiunii valahe ar fi posibil ca orizontul-reper menționat să reprezinte o serie comprehensivă, care ar include Astianul, Villafranchianul și eventual St. Prestianul.

Această presupunere se sprijină și pe faptul că între orizontul psamo-psefitic cu Mamifere fosile și nisipurile astiene cu Unionizi sculptați, din culcușul acelui orizont, există o trecere gradată care nu permite delimitarea lor pe criterii litologice sau faunistice.

* * *

Față de faptul că partea centrală a Cîmpiei române orientale (Cîmpia internă, E. LITEANU 1959), cea mai intens afectată de procesele de subsidență din intervalul Miocen—Holocen, este încă insuficient cunoscută, am considerat necesar să prezentăm cîteva date sintetice stabilite de noi, care să înfățișeze problema limitei Cuaternar/Terțiар din acest ținut.

În ultimii ani s-au executat în regiunile centrale ale Cîmpiei române orientale o serie de foraje adînci la Periș, Urziceni, Mizil, Făurei, Ianca, Rîmnicu Sărat, Balta Albă, Măicănești, etc. Datele reiesește din foraje au demonstrat că la alcătuirea litologică a intervalului Holocen—Neogen superior iau parte exclusiv depozite fine constituite dintr-o alternanță monotonă de argile și nisipuri alevritice, care lasă să se presupună existența unei continuități de sedimentare între Pliocen și Pleistocen. Această părere se întemeiază și pe constatarea că cel puțin între limitele intervalului Holocen inferior — Astian superior, s-au întîlnit forme aparținând acelorași specii de Gasteropode terestre și Moluște fluviatilo-lacustre, în general identice cu fauna actuală a regiunii. În scopul delimitării Terțiarului de Cuaternar, nu am avut altă posibilitate decât să ne referim în primul rînd la observația făcută de W. WENZ (1942) în sensul că Gasteropodele terestre astiene sunt caracterizate printr-o talie mai mică față de cele cuaternare, și în al doilea rînd la constatarea acelaiași autor, potrivit căreia Unionizii cu cochilia netedă și mai puțin caloasă, dispărăți din Dacian, ar reapărea din Sicilian.

Potrivit acestor criterii am stabilit pentru forajele cele mai adînci, pe baza faunei identificate, următoarele zone paleontologice:

1. Forajul Urziceni. Cota 57,12 m. Adîncimea finală 992 m.

0—350 m, zona cu: *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Dreissena polymorpha* PALL., *Unio* sp. (netedă), *Helicopsis* sp. (talie mare) — Cuaternar.



- 350–540 m, zona cu: *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Helicopsis* sp. (talie mică), *Bulimus vukotinovici* BRUS., *Valvata piscinalis* MÜLL. — Astian superior.
- 540–851 m, zona cu: *Viviparus bifarinatus bifarinatus* BIELZ, *Viviparus bifarinatus stricturatus* NEUM., *Psilunio* sp. (sculptat), *Valvata piscinalis* MÜLL., *Dreissena polymorpha* PALL., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Lithoglyphus acutus* COB. — Astian inferior.
- 851–992 m, zona cu: *Prosodacna* sp. (fragmente), *Viviparus bifarinatus bifarinatus* BIELZ, *Melanopsis bergeroni* SABBA, *Unio* sp. (neted) — Dacian.

2. Forajul Mizil. Cota 125,47 m. Adâncimea finală 1497 m.

- 0–400 m, zona cu: *Helicopsis* sp. (talie mare), *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Unio* sp. (neted), *Planorbis corneus* L., — Cuaternar.
- 400–1351 m, zona cu: *Helicopsis* sp. (talie mică), *Helicopsis cereoflava praecursos* WENZ, *Planorbarius corneus* L., *Gyraulus* sp., *Lymnaeus* sp., *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Helix* sp., *Caracollina corycensis plioacaenica* WENZ, *Valvata piscinalis* MÜLL., *Bulimus vukotinovici* BRUS. — Astian superior + Astian inferior.
- 1351–1497 m, zona cu: *Prosodacna* sp., *Limnocardium* sp., *Dreissena polymorpha* PALL., *Valvata sibinensis* NEUM., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Pisidium amnicum* MÜLL., *Gyraulus cf. rumanus* WENZ, *Lithoglyphus amplus* BRUS. — Dacian.

3. Forajul Făurei. Cota 45,88 m. Adâncimea finală 804 m.

- 0–400 m, zona cu: *Planorbis planorbis*, *Helicopsis* sp. (talie mare), *Unio* sp. (neted), *Hyriopsis* sp., *Viviparus diluvianus* KUNTH, *Melanopsis acicularis* FER. — Cuaternar.
- 400–804 m, zona cu: *Viviparus mammatus* SABBA, *Valvata piscinalis* MÜLL., *Dreissena polymorpha* PALL., *Lithoglyphus acutus* COB., *Hydrobia* sp., *Melanopsis esperioides* SABBA, *Bulimus vukotinovici* BRUS. — Astian superior.

4. Forajul Ianca. Cota 29,64 m. Adâncimea finală 2100 m.

- 0–390 m, zona cu: *Helicopsis* sp. (talie mare), *Planorbis planorbis* L., *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Unio* sp. (neted), *Melanopsis acicularis* FER., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Dreissena polymorpha* PALL. — Cuaternar.
- 390–963 m, zona cu: *Dreissena polymorpha* PALL., *Gyraulus* sp. (talie mică), *Helicopsis* sp. (talie mică), *Helix* sp., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Hydrobia* sp., *Melanopsis esperioides* FER., *Lithoglyphus acutus* COB., *Viviparus mammatus* SABBA, *Bulimus vukotinovici* BRUS. — Astian superior.
- 963–1350 m, zona cu: *Viviparus bifarinatus bifarinatus* BIELZ, *Viviparus bifarinatus stricturatus* NEUM., *Viviparus dezmanianus* BRUS., *Viviparus rufus stroessmayrianus* BRUS., *Viviparus rufus rufus* NEUM., *Melanopsis esperioides* SABBA, *Melanopsis alutensis* SABBA, *Melanopsis pterochila* BRUS., *Melanopsis soubeirani* POR., *Melanopsis slavonica* NEUM., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Valvata solekiana* BRUS., *Bulimus vukotinovici* BRUS., *Lithoglyphus acutus* COB., *Lithoglyphus acutus decipiens* BRUS., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Theodoxus semiplicatus* NEUM., *Dreissena polymorpha* PALL., *Psilunio doljiensis* SABBA, *Psilunio bielzi* CZEK., *Psilunio porumbari* TOURN., *Psilunio beyrichii* NEUM., *Psilunio munieri* SABBA, *Unio pristinus*, *pristinus* BIELZ, *Unio pristinus davilai* POR. — Astian inferior.



- 1350–1540 m, zona cu: *Prosodacna rumana* FONT., *Limnocardium* sp., *Didacna subcarinata* DESH., *Dreissena polymorpha* PALL., *Gyraulus rumanus* WENZ., *Unio rumanus* TOURN. — Dacian.
- 1540–1751 m, zona cu: *Phyllicardium planum* DESH., *Didacna subcarinata placida* SABBA., *Limnocardium* sp., *Dreissena polymorpha* PALL., *Viviparus achatinoides* DESH. — Pontian.
- 1751–2100 m, zona cu: *Hydrobia vitrella* SABBA — Meotian.

5. Forajul Balta Albă. Cota 43,76 m. Adâncimea finală 3638 m.

- 0—500 m, zona cu: *Gyraulus* sp., *Planorbis* sp., *Unio* sp. (neted), *Dreissena polymorpha* PALL — Cuaternar.
- 500–1350 m, zona cu: *Helicopsis* sp. (talie mică) și *Gyraulus* sp. — Astian superior.
- 1350–1618 m, zona cu: *Psilunio* sp., *Viviparus craiovensis* TOURN., *Viviparus bifarcinatus* BIELZ, *Melanopsis pterochila* BRUS., *Melanopsis esperioides* SABBA, *Valvata piscinalis* MÜLL., *Valvata sibinensis* NEUM., *Bulinus vukotinovici* BRUS., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Planorbis planorbis* L. — Astian inferior.
- 1618–1929 m, zona cu: *Prosodacna* sp. și *Unio rumanus* TOURN. — Dacian.
- 1929–2375 m, zona cu: *Didacna subcarinata subcarinata* DESH., *Didacna subcarinata arcaeformis* WENZ, *Monodacna pseudocatillus* BARBOT DE MARNY — Ponțian.

În continuare cităm datele stabilite de Colectivul de Micropaleontologie al Comitetului Geologic¹⁾.

- 2375–2780 m, zona cu: *Rotalia beccarii* L. (forme rare), *Hydrobia punctum* EICHW., *Ostracoda* — Meotian superior.
- 2780–3300 m, zona cu: *Rotalia beccarii* L. (erupții), *Hydrobia punctum* EICHW., *Hydrobia vitrella* BRUS. — Meotian inferior.
- 3300–3638 m, zona cu: *Elphidium macellum* FICHTEL și MOLL., *Elphidium alvarezianum* d'ORBIGNY, *Nonion granosum* d'ORBIGNY — Sarmațian.

Criteriile adoptate pentru fixarea limitei Cuaternar/Terțiар sunt fără îndoială discutabile; cercetările ulterioare urmează să infirme sau să confirme delimitările făcute de noi.

În partea externă a Cîmpiei române orientale (Cîmpia externă și Cîmpia de platformă, E. LITEANU 1959), unde reapare orizontul-reper psefito-psamitic cu *Elephas meridionalis* NESTI, se constată aceleași relații stratigrafice ca și în regiunea paleontologică externă a domeniului getic. Într-adevăr, din cercetările de teren și datele de foraj (E. LITEANU 1953, 1956 a) a reieșit că pietrișurile st. preștiene (stratele de Frătești) iau contact printr-o suprafață de eroziune cu argilele astiene.

* * *

În încheiere, considerăm interesant să prezintăm punctele de vedere pe care ni le-au comunicat unii dintre cercetătorii sovietici care s-au preocupat de

¹⁾ T. IORGULESCU și M. TOCORJESCU. Comunicare verbală.



problema limitei Cuaternar/Terțiar din partea de SW a R.S.S. Moldovenesci și corelațiile probabile cu Depresiunea valahă.

A. G. EBERZIN (comunicare verbală, Moscova 1957), referindu-se la cercetările personale recente, precum și la cele întreprinse în trecut (I. SINZOV 1897, N. GRIGOROVICI-BEREZOWSKI 1915, A. P. PAVLOV 1925, N. MACAROVICI 1940 și A. G. EBERZIN 1956), a întocmit următoarea schemă stratigrafică (tabl. 3):

TABLOUL 3

Schemă stratigrafică a intervalului de tranziție Cuaternar/Terțiar din partea de SW a R.S.S. Moldovenesci, după A. G. EBERZIN

Cronologie	Denumirea orizontului	Caracterizare paleontologică
Pleistocen inferior	Orizont cu <i>Unio sturi</i>	<i>Unio sturi</i> HÖRNES
Astian	Strate de Porat	<i>Unio procumbens</i> FUCHS
		<i>Unio lenticularis</i> SABBA

Autorul citat paralelizează Stratele de Porat cu orizonturile mediu și inferior ale Levantinului din regiunea Craiova, separate de SABAB ȘTEFĂNESCU (1897) potrivit schemei stratigrafice din tabloul 1, mai înainte prezentat. Todată și-a exprimat părerea că în Depresiunea valahă, limita Cuaternar/Terțiar ar trebui așezată la baza orizontului superior al Levantinului din regiunea menționată.

K. V. NICHIFOROVA și L. I. ALEXEEVA (comunicare verbală, București 1959) au confirmat cercetările întreprinse de I. HOMENKO privind prezența faunei de Mamifere fosile de tip Roussillon în conținutul paleontologic al Stratelor de Porat. Potrivit studiilor întreprinse, autorii citați (Moscova 1959) au ajuns la concluzia intemeiată pe considerente biostratigrafice, că fauna de tip Roussillon ar caracteriza paleontologic nivelele cele mai joase ale Pleistocenului și în consecință această faună ar argumenta atribuirea Stratelor de Porat, Cuaternarului. Considerînd Stratele de Porat echivalente cu depozitele levantine din Depresiunea valahă, autorii menționați și-au exprimat părerea că Levantinul din Cîmpia getică și Cîmpia română orientală ar trebui să fie integral repartizat Cuaternarului.

CONCLUZII

1. În cadrul lucrării de față, am adoptat drept criterii pentru delimitarea Pliocenului de Pleistocen, ca termenul superior al Terțiarului să fie argumentat prin prezența faunei de Mamifere fosile, caracterizată prin ultimii reprezentanți



ai genului *Mastodon* dinaintea apariției genului *Elephas*, iar termenul bazal al Cuaternarului prin asociația *Mastodon* sp., *Elephas planifrons* sau *E. meridionalis*.

2. În raport cu aceste criterii, considerentele care justificau în trecut atribuirea unor depozite din Depresiunea valahă, Pliocenului, au fost fie infirmate, fie puse sub semnul întrebării. Astfel, repartizarea unor depozite tinere Pliocenului, întemeiată pe constatarea că ele sănt interesante în cutedele orogenezei valahe, nu mai poate fi susținută, întrucât s-a dovedit că această fază de orogeneză a afectat și depozitele pleistocene. De asemenea, conținutul paleontologic al unor depozite, reprezentat prin asociația Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate, nu poate motiva în toate cazurile raportarea acestora Neogenului superior. Întradevăr, s-a constatat, în domeniul getic, că asociația mai înainte menționată se ridică pe verticală pînă în orizonturile villafranchiene cu *Mastodon* și *Elephas*.

3. Din cercetările întreprinse pînă în prezent în cuprinsul Depresiunii valahe a reieșit concluzia că, deși în unele regiuni limita Cuaternar/Terțiar poate fi în mod sigur argumentată paleontologic, totuși în numeroase cazuri ea nu poate fi pusă în evidență prin raporturi litologice tranșante.

4. În lucrarea prezentă ne-am referit în special la două complexe litologice. Cel inferior, în general argilos cu intercalații de nisipuri fine, cu un conținut paleontologic reprezentat fie prin Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate, fie prin Gasteropode terestre și Moluște fluviatilo-lacustre, a fost atribuit Astianului. Complexul superior, predominant psefito-psamitic, este cunoscut sub denumirea de Pietrișuri de Cîndești în ținuturile interne ale Depresiunii valahe și sub denumirea de Strate de Frâtești în regiunile sale externe. Complexul superior care acoperă Astianul din Depresiunea valahă își pierde caracterul său psefito-psamitic numai între limitele părții centrale ale Cîmpiei române orientale. El mai prezintă particularitatea că de la interior spre exterior prezintă unele variații litologice, devenind totodată din ce în ce mai tînăr. Din acest punct de vedere observăm că orizontul denumit Pietrișuri de Cîndești nu reprezintă echivalentul unui termen stratigrafic bine definit, vîrsta acestuia trecînd succesiv, în sensul mai înainte menționat, de la posibil Preastian la Astian și apoi la Villafranchian. Orizontul denumit Strate de Frâtești aparține însă exclusiv St. Prestianului.

Între limitele extensiunii sale transversale, complexul superior poate fi divizat, pe considerentele paleontologice mai înainte expuse, în modul următor:

a) Pe rama internă acest complex este constituit dintr-un pachet gros psefito-psamitic, depus direct peste depozite prelevantine sau astian-inferioare și aparține probabil Astianului. Posibilitatea ca în această regiune pachetul considerat să includă orizonturi mai vechi, respectiv mai tinere, am privit-o ca o problemă rămasă deschisă.

b) Pe o zonă largă a contactului morfologic dintre coline și cîmpie, ca și în părțile centrale ale domeniului getic, complexul superior este reprezentat



TABLOUL 4

Limita Cuaternar/Terțiar din Depresiunea valahă

I. Domeniul getic

		Regiunea colinară			Regiunea centrală			Regiunea externă		
		Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice	Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice	Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice
Cuaternar inferior	St. Prestian	absent			?	?	?	Psamo-psefite	Depozite aluvionare	<i>Elephas meridionalis</i>
	Villafranchian	Psamo-psefite	Conuri de dejecție	<i>Mastodon borsoni, M. arvernensis, Elephas planifrons și Elephas meridionalis</i>	Alternanță de psamo-psefite cu pelite	Alternanță de depozite aluvionare cu depozite lacustre	<i>Mastodon borsoni, M. arvernensis, Elephas planifrons și E. meridionalis</i> asociați cu Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate	Absent		Lacună
Terțiar superior	Astian	Psefite	Conuri de dejecție	<i>Mastodon borsoni și Mastodon arvernensis</i>	Psamo-pelite și pelite	Depozite lacustre	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate	Absent		Îndepărtat prin eroziune
		Psamo-pelite și pelite	Depozite lacustre	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate				Pelite	Depozite lacustre	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate

TABLOUL 5

Limita Cuaternar/Tertiар din Depresiunea valahă
II. Domeniul Cîmpiei române orientale

		Regiunea colinară			Regiunea de cîmpie centrală			Regiunea externă					
		Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice	Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice	Înținutul dunărean			Partea de S a Podișului moldovenesc		
								Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice	Litologie predominantă	Tip genetic	Caractere paleontologice
Cuaternar inferior	St. Prestian	?	?	?	Psamo-pelite	Depozite de mlaștină și lacustre	<i>Helicopsis</i> și <i>Planorbis</i>	Psamo-psefite	Depozite aluvionare	<i>Elephas meridionalis</i>	?	?	?
	Villafran-chian	Psamo-psefite	Conuri de dejecție	<i>Mastodon borsoni</i> , <i>Mastodon arvernensis</i> , <i>Elephas meridionalis</i>	Psamo-pelite	Depozite de mlaștină și lacustre	<i>Helicopsis</i> și <i>Planorbis</i>	Absent		Lacună	Psamo-psefite	Depozite aluvionare	<i>Mastodon borsoni</i> , <i>Mastodon arvernensis</i> , <i>Elephas planifrons</i> , <i>Elephas meridionalis</i>
Tertiар superior	Astian	Psamo-psefite	Conuri de dejecție	<i>M. borsoni</i> , <i>M. arver-nensis</i>	Psamo-pelite	Depozite de mlaștină și lacustre	<i>Helicopsis</i> și <i>Planorbis</i> sp.	Absent		Îndepărtat prin eroziune	Psamo-psefite	Depozite aluvionare	<i>Mastodon borsoni</i> , <i>Mastodon arvernensis</i>
		Psamo-pelite	Depozite de mlaștină	<i>Helicopsis</i> și <i>Planorbis</i>				Pelite	Depozite lacustre	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate	Nisipuri	Depozite fluvio-lacustre	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate
		Pelite	Depozite lacustre	Unionizi sculptați și Vivipare ornamentate				Tufuri calcaroase	Depozite de mlaștină	<i>Helix</i> și <i>Planorbis</i>			

prinț-o succesiune de pietrișuri cu nisipuri, separate prin intercalări de argile în strate groase, care a fost atribuită Villafranchianului. În aceste regiuni limita Villafranchian-Astian ar putea fi situată la baza ultimului depozit psefito-psamitic.

c) În regiunile externe ale Depresiunii valahe se constată existența unor raporturi litologice tranșante între pietrișurile de la baza Stratelor de Frătești aparținând St. Prestianului și argilele astiene. Aceste raporturi litologice sunt însă echivalente cu o lacună stratigrafică ce ar include Villafranchianul și un interval nedefinit din Astianul superior.

d) În partea centrală a Cîmpiei române orientale, s-a constatat că Astianul inferior îmbracă faciesul cu Unionizi sculptați și Vivipare oramentate. Acest fapt permite să se afirme că în acel interval faciesul lacustru getic s-a extins cu certitudine pe teritoriul central al Depresiunii valahe dintre rîurile Jiu și Prut.

5. Datele prezentate constituie argumente în sensul că o parte a Levantinului getic urmează să fie atribuit Cuaternarului inferior. În raport cu orizontarea Levantinului, elaborată de SABBA ȘTEFĂNESCU (1897), limita Pleistocen/Pliocen a fost fixată de noi la baza orizontului mediu psefito-psamitic cu *Unio procumbens* FUCHS, adică Levantinului echivalent Astianului îi revine numai orizontul bazal cu *Unio lenticularis* SABBA.

Potrivit corelațiilor întemeiate pe pașalelizarea intervalului de tranziție Cuaternar/Tertiар din partea de SW a R. S. S. Moldovenesci cu cel din domeniul getic (SABBA ȘTEFĂNESCU 1897), A. G. EBERZIN a preconizat așezarea acestei limite la baza orizontului superior pelitic cu *Unio ștefănescui* TOURN.

K. V. NIKIFOROVA și L. I. ALEXEEVA, plecind de la aceleași corelații, au ajuns însă la concluzia că întreg Levantinul getic ar trebui să fie repartizat Pleistocenului.

6. În tablourile 4 și 5 prezentăm schema stratigrafică a intervalului de tranziție Tertiар/Cuaternar pentru domeniul Cîmpiei getice și domeniul Cîmpiei orientale.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N. Einige Bemerkungen über gegenseitige Verhältnisse der jungtertiären Ablagerungen Russlands, Rumäniens u. Oesterr. — Ungarns. 1896.
2. ATANASIU I. Contributions à la géologie des pays moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București, 1940.
3. ATANASIU S. Mamiferele terțiare din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1907.
4. ATANASIU S. Contribuții la studiul faunei terțiare de Mamifere din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, II. București, 1908.

5. ATHANASIUS S. Resturile de Mamifere cuaternare de la Mălușteni. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI. București, 1915.
6. ATHANASIUS S. Resturile de Mamifere pliocene superioare de la Tulucești. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI. București, 1915.
7. ATHANASIUS S., Elephas planifrons dans le Pliocène supérieur de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* XI. București, 1925.
8. BARBU I. Z. Catalogul Vertebratelor fosile din România. *Acad. Rom. Mem. Sect. Științif.* S. III, T. VII. București, 1931.
9. BEREGOV R. Pliocent v Lomsko. In *Mélanges. St. Bonțev.* Sofia, 1940.
10. BLANC A. O. Sur le Pléistocène de la région de Rome. *Actes I.N.Q.U.A.*, IV. Roma, 1956.
11. CHAVAN A. Correlation des formations pliocènes et quaternaires *Bull. Soc. Geol. Fr.*, S. V, V. 20.1950.
12. EBERZIN A. G. Ob otlojeniia s Unio sturi M. Hörnes i ego znacemii dlea stratigrafiiei Pliotēna Ukrainskogo i Moldovii. *Dol. A.N.S.S.S.R.*, Vol. 108, nr. 4. Moscova, 1956.
13. EHÍK Gy. Die präglaziale Fauna von Brassó. *Fölt. Kőzsl.*, 43. Budapest, 1914.
14. GELLERT I. F. Bericht über die Allunions-Konferenz zum Studium der Quartärperiode in Moskau 1957. *Geologie*, Jahrg. 7, Heft 2. Berlin, 1958.
15. GHERASIMOV I. P. și MARKOV K. K. Ledinkovski period na teritorii S.S.S.R. *Tr. In-ta geogr. An. S.S.S.R.*, Vip. XXV. Moscova, 1939.
16. GRICIUK V. P. Iscopiaemaiia flora cetvercinih otlojenii i stratigraficescoe rascilenenie pleistočena na cenovaniı floristicheskikh materialov. Congresul Unional pentru studiul Cuaternarului. Moscova, 1957.
17. GRIGOROVICI-BEREZOVSKI N. Levanticeskie otlojenia Besarabii i Moldavii. *Isv. Univ. Varšovia*, 1915.
18. GROMOV V. I. O verhnei graniči treticinogo perioda. *Materiali po cetverticinomu periodu S.S.S.R.*, Vip. 2. *Acad. Nauk S.S.S.R.* Moscova, 1950.
19. GROMOV V. I. Stratitraficescaia shema cetverticinih otlojenii S.S.S.R. i pe sopostavlenie o zarubejnimi shemami. *Congresul Unional pentru studiul Cuaternarului.* Moscova, 1957.
20. GROMOV V. I., KRASNOV I.I. și NICHIFOROVA K. V. Osnovniye prinčipii stratigraficeskogo podrasdelenia cetverticinoi sistemii i ee nijnaia graniča. *Isv. Acad. Nauk. Ser. geol.*, nr. 5. Moscova, 1958.
21. GROMOVA VERA. O nijnei graniči cetverticinogo perioda v svete paleontologii mlekopitajuščih. *Acad. Nauk. S.S.S.R., Materiali po cetverticinomu periodu S.S.S.R.*, Vip. 2. Moscova, 1950.
22. HALICKI B. Some problems concerning the Stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland. *Acta geol. polon i Varsovia*. 1940.
23. HAUG E. Traité de géologie. Paris, 1911.
24. HEY R. W. The Pleistocene Shorelines of Cyrenaica. Quaternaria 3. Roma, 1956.
25. HOMENKO I. La découverte de la faune roussillonienne et d'autres résultats des observations géologiques opérées dans la Bessarabie méridionale. *Trav. Soc. Nat. et Amis de nat. de Bessarabie*, nr. 6. Chișinău, 1917.
26. IACOVLEV S. A. O graniči među pliočenom i pleistočenom u Evropeiskoi ciast S.S.S.R. *Biull. Kom. po izucheniu cetverticinog perioda*, nr. 15. Moscova, 1950.
27. IACOVLEV S. A. Osnovniye geologichii cetvercinih otlojenii ruskoi ravniñi. *V.S.E.G.E.I.* Moscova, 1956.
28. IARANOFF D. La Péninsule Balkanique pendant le Quaternaire. *Soc. Geol. Bulg.*, T. XI. Sofia, 1940.



29. IONESCU-ARGETOIAIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII. București, 1918.
30. JIJCEŃKO B. P. K voprosu o granițe među trećicinimi i cetverticinimi otlojeniami v Evksinsko-Kaspiskoi oblasti. *Biull. Kom. po izucheniu cetverticinogo perioda*, nr. 15. Moscova, 1950.
31. KAHLKE H. D. Grossäugerterie im Eiszeitalter. Leipzig-Jena, 1955.
32. KREJCI K. u. WENZ W. Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien). *Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Berlin*, B. 83, Heft 2—3. 1931.
33. KRETZOI M. Quaternary Geology and the vertebrate Fauna. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 2. Budapest, 1953.
34. LITEANU E. Geologia zonei orașului București. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 1. București, 1952.
35. LITEANU E. Geologia basinului inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. București, 1953.
36. LITEANU E. Considerațiuni asupra limitei superioare a Terțiarului în Subcarpați. *D. S. Comit. Geol.*, XXXIX (1951—1952), p. 193. București, 1955.
37. LITEANU E. Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 4. București, 1956 a.
38. LITEANU E. Raionarea apelor de adâncime din Cîmpia română orientală dintre Argeș și Siret. *Acad. R.P.R., Secț. Geol.-Geogr., Bul. Șt.*, T. I., nr. 1—2. București, 1956 b.
39. LITEANU E. Karta cetverticinîh otlojenii vne karpatskoi ciasti Rumînskoi Narodnoi Respublikî. *Biull. Kom. Isucheniu Cetverticinogo perioda*, nr. 23. Moscova, 1959.
40. LITEANU E. Contributions à la connaissance des successions stratigraphiques du Pléistocène de la Plaine Roumaine. *I.N.Q.U.A.*, V. Madrid-Barcelona, 1957.
41. LITEANU E. și BANDRABUR T. Geologia Cîmpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Com. Geol.* XXX. București, 1957.
42. LITEANU E. și BANDRABUR T. Geologia zonei de contact morfologic dintre Coline și Cîmpie între rîul Teleajen și valea Budureasa. *Acad. R.P.R., Secția V, Geol.-Geogr., Studii și cercetări geologice*, nr. 2. București, 1959 a.
43. LITEANU E. și BANDRABUR T. Cercetări geologice între Argeș și Mostiștea. *Acad. R.P.R., Inst. Geol.-Geogr.*, Com. sed. 5 mai 1959 b.
44. LLOPIS LLADO N. Los movimientos corticales intraquaternarios del NE de Espana. *Etud. Geol.* 3. Madrid, 1946.
45. MACAROVICI N. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale. *An. Sc. Univ. Iassy*, XXXI. 1940.
46. MACOVEI G. Din problemele actuale ale Geologiei României. *An. Acad. Rom.*, Ser. III, T. XXII. București, 1947.
47. MANOLESCU ST. Pliocenul din dreapta Dunării. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI și VII. București, 1923.
48. MERLA G. Revisione della fauna dei tereni fluviacustri del Valdarno sup. I. Premessa. *Paleontogr. Ital.* Pisa, 1947.
49. MORRISON R. B., GILLULY J., RICHMOND G. M. and HUNT C. B. In behalf of the Recent. *American Journ. of Science*, Vol. 255. 1957.
50. MOSKVITIN A. I. O nijnei granițe pleistočena v Europe. *Congresul Unional pentru studiul Cuaternarului*. Moscova, 1957.
51. MOTĂȘ I. Observații cu privire la sedimentarea Pliocenului din regiunea Pralea. *D. S. Com. Geol.*, XL. București, 1956.

52. MOTTL M. Beiträge zur Säugetierfauna der ungarischen alt- und jungpleistozänen Flussterrassen. *Mitt. Jb. ung. geol. Anst.* 35. Budapest, 1942.
53. MRAZEK L. și TEISSEYRE Q. Esquisse tectonique de la Roumanie. București, 1907.
54. MURGOCI G. M. Teriarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București, 1907.
55. NICOLAEV N. N. Znacenie neotektoniki v usta novlenii nijnei graniči cetverticinoi sistem i ee stratigraficeskogo podrasdelenia. *Acad. Nauk S.S.S.R., Materiali po cetverticinomu periodu S.S.S.R.*, Vip. 2. Moscova, 1950.
56. NIKIFOROVA K. V. și ALEXEEVA L. I. O graniči neogena i antropogena v sviasi s voprosom o rascilenenii pliočena. *Congresul unional pentru Studiul Cuaternarului*. Moscova, 1957.
57. NIKIFOROVA K. V. și ALEXEEVA L. I. O graniči treticinoi i cetverticinoi sistem po danam faunu mlekipitaiusciih. *Tr. Geol. In-ta A.N.S.S.S.R., ser. geol.* Vip. 32. 1959.
58. ONCESCU N., MOTĂS I. și DRAGOS V. Cercetări geologice în Platforma Cotmeana. Rap. Arhiva Com. Geol. 1950.
59. PATTÉ E. Sur les Éléphants fossiles de la Roumanie. *Ac. Rom., Secț. Științ.*, Ser. III, T. XI. București, 1936.
60. PAVLOV A. P. Dépôts néogènes et quaternaires de l'Europe méridionale et orientale. Stratigraphie comparée des couches d'eau douce. *Mém. Sect. Géol. Soc. Amis Sciences Nat.* Moscova, 1925.
61. PROSEK FR. și LOZEK V. Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. Eiszeitalter u. Gegenwart, Nr. 8. Oehringen-Württ. 1957.
62. SANTER E. V. Sostoinanie voprosa o graniči treticinogo i cetverticinogo perioda. *Congresul unional pentru studiul Cuaternarului*. Moscova, 1957.
63. SCHWARTZBACH M. Das Klima der Vorzeit. Stuttgart, 1950.
64. SHIKAMA T. Pleistocene problems in Japan and vicinity. Some tentative considerations in Palaeomammalogy. *Bull. of Centr. Nat. Museum of Manchoukuo*, Nr. 6. Hsinking, 1943.
65. SHIKAMA T. și OKAFUJI G. Quaternary cave and fissure deposits and their fossils in Akiyosi district, Yamaguti prefecture. *Sc. Rep. Yokohama Nat. Univ.*, Sec. II, Nr. 7. Yokohama, 1958.
66. SIMIONESCU I. Les Vertébrés pliocènes de Mălușteni. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, T. IX., Nr. XLIX. București, 1930.
67. SIMIONESCU I. Les Vertébrés pliocènes de Berești. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, 1. București, 1932.
68. SINZOV I. Opisanie necotorih vidov neogenovih ocameneloštei naidenih v Besarabii i v Hersonskoi gubernii. *Zap. Nov. Obsce. Estestv.*, T. XXI, Vip. 2. 1897.
69. SOLE-SABARIS L. Observaciones sobre el Pliocene de la comarca de la Selva (Gerona). *Estudios geol.*, 8. Madrid-Barcelona, 1948.
70. ȘTEFĂNESCU SABBA. Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique. Lille, 1897.
71. STEHLIN H. G. Die oberpliozäne Fauna von Senèze (Haute Loire). *Ecl. geol. helv.*, 18. 1923.
72. SZAFER W. The Pliocene Flora of Kroscienko in Poland. I, II. *Pol. Akad. Umiej Rozpr.*, Wydz. III. Cracovia, 1946, 1947.
73. SZAFER W. Pliocenska Flora okoli k Czosztyna. *Prace Inst. Geol.*, II. Varšovia, 1954.
74. TESCH P. La séparation stratigraphique Pliocène-Pléistocène en Europe. *C. R. Réun. Géol. Int. Copenhaga*, 1930.
75. VILLALTA-COMELLA J. F. Contribution al conocimiento de la fauna de Mamíferos fosiles del Pliocene de Villarroya (Loqrono). *Bol. Inst. geol. min. Espana*, 64. Madrid, 1952.
76. VĂLSAN G. Cîmpia română. București, 1916.

E. LITEANU

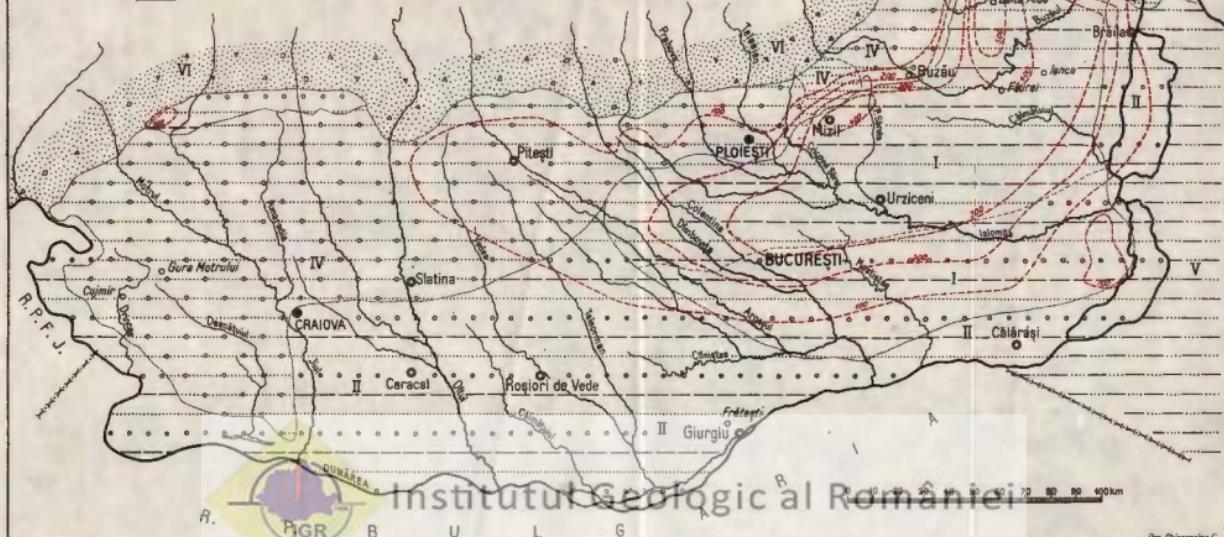
HARTA LITOFACIALĂ A CUATERNARULUI DIN DEPRESIUNEA VALAHĂ

LEGENDA LITOLOGICĂ

- 1 Nisipuri fin granulare și alevitice-argilosice
- 2 Nisipuri medii fin granulare alevitice
- 3 - Piatriguri cu un conținut de 40-50% nisip
- 4 - Grăboadăpuri cu nisipuri grosiere și fine
- 5 - Alternanță de argile, nisipuri și piatrighi
- 6 - Limita dintre regiunile faciale
- 7 - Limite litologice din interiorul regiunilor faciale
- 8 - Isoapătă probabile

LEGENDA FACIALĂ

- I Teritoriu lacustru și de nisipuri
- II Cimpuri stivulele intercontinentale
- III Cimpuri de litoral imediat de mare
- IV Premonturi
- V Continent
- VI Continent muntos



Institutul Geologic al României

77. VAN DER VLERK J. M. și FLORSCHUTZ F. The paleontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands. *Verh. Koninkl. Nederl. Acad. Wetensch. Afd. Natuurkunde*, I, R. 20. 1953.
78. VIRET J. Le loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drôme). *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, 1954.
79. WENZ W. Die Mollusken des Pliozäns der Rumänischen Erdölgebiete. *Senckenbergiana*, 24. Frankfurt a. M., 1942.
80. WOLSTEDT P. Die Grenze Pliozän-Pleistozän in Europa. *Internat. Geol. Congr.* 18th sess., Pt. IX (1948) Londra, 1950.
81. WOLSTEDT P. Das Eiszeitälter. II. Stuttgart, 1958.
82. ZARUBA Q. Längsprofile durch die Moldauterraße zwischen Kamaik und Weltrus. *Mitt. tschech. Akad. Wiss.*, 52, Nr. 9. Praga, 1942.
83. ZEBERA K. și LOZEK V. Bericht über die II. Etappe der Durchforschung des Quartärs in Piedmosti bei Pferov in Mähren im Jahre 1952. *Anthropozoikum*, 4 (1954). Praga, 1955.
84. ZEUNER F. Dating the Past. Londra, 1952.

SUR LA LIMITE QUATERNaire/TERTIAIRE DE LA DÉPRESSION VALAQUE

PAR

E. LITEANU

Introduction

L'établissement de la limite Quaternaire/Tertiaire a constitué un problème qui pendant la première moitié de notre siècle a suscité de nombreuses controverses résultant surtout de la diversité des critéria adoptés par les différents auteurs et de la variabilité des conditions géologiques locales.

Quoique jusqu'à présent ce problème n'ait pas reçu une solution complètement satisfaisante, on peut, toutefois, affirmer que la plupart des chercheurs sont d'accord à attribuer au Quaternaire un intervalle stratigraphique qui auparavant était réparti au Pliocène supérieur. Le fait que certains termes du Pliocène supérieur ont été attribués au Quaternaire, était fondé autant sur des arguments biostratigraphiques que sur des considérations déduites des facteurs paléoclimatiques. Au point de vue paléoclimatique nous mentionnons que l'étude de l'intervalle de transition Néogène/Quaternaire a mis en évidence toute une série d'éléments qui plaident — dans le cadre de cet intervalle — pour une diminution sensible de la température annuelle moyenne, attribuée au Pliocène supérieur.



L'intervention d'une onde atmosphérique froide, qui sur le territoire de l'Europe Centrale se reflète dans la sédimentation des premiers dépôts glaciaux dans les hautes montagnes, dans la disparition ou la migration de la faune des Mammifères pliocènes vers d'autres régions, de même que dans la disparition de la flore exotique, explique pourquoi ce phénomène climatique a été choisi comme repère pour dater la limite Quaternaire/Tertiaire.

Les oscillations amples des températures moyennes pendant le Quaternaire inférieur, contrastant avec l'uniformité relative de la température du Pliocène supérieur, ont dirigé les recherches concernant la limite Quaternaire/Tertiaire vers l'étude des dépôts pléistocènes anciens. En effet, dans le cadre du II-e Congrès « I.N.Q.U.A. » (Leningrade 1932), en tenant compte du critérium paléoclimatique mis en évidence par les quatre glaciations alpines, on a préconisé l'établissement de la limite Quaternaire/Tertiaire à la base de la glaciation Günz.

Toutefois, les recherches ultérieures ont fourni des preuves pour l'admission d'une glaciation pré-günzienne — la glaciation Donau — et pour la probabilité de l'existence de quelques glaciations encore plus anciennes. Ces constatations, soutenues également par des arguments biostratigraphiques, ont motivé la nécessité d'une baisse de la limite inférieure du Quaternaire. À la suite des discussions qui ont eu lieu dans le cadre du 18-ème Congrès International géologique (Londre 1948) a été adopté une résolution selon laquelle le Quaternaire doit inclure comme terme basal le Villafranchien ou son équivalent marin le Calabrien. En effet, de l'examen de l'inventaire paléontologique des Mammifères fossiles caractérisant le Villafranchien, ressort la présence écrasante des formes quaternaires à côté d'un nombre réduit de formes tertiaires rélictées, fait qui explique aussi au point de vue biostratigraphique l'attribution de cet étage à la base du Quaternaire.

Au Congrès Unional pour l'Étude du Quaternaire (Moscou, 1957), V. I. GROMOV, V. P. GRICIUK, A. I. MOSKVITIN, E. W. SANTER et K. V. NIKIFOROVA ont présenté des communications sur le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire. En essence, les auteurs mentionnés ont préconisé l'établissement de cette limite sur différents critériums, tels que: complexes fauniques, associations floristiques, éléments paléoclimatiques ou considérants biostratigraphiques. Au point de vue de l'âge ces critériums reviennent au Villafranchien ou même à certains termes plus anciens.

Dans le cadre du V-e Congrès I.N.Q.U.A. (Madrid-Barcelone 1957) des débats sur le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire n'ont pas eu lieu, vu que d'une part les Commissions officielles ont adopté la résolution élaborée par le 18-e Congrès International géologique et d'autre part les auteurs participants n'ont pas mis ce problème sur le tapis.



En 1958 ont paru deux travaux de vaste synthèse ayant trait à la stratigraphie du Quaternaire de l'Europe et des régions extra-européennes, à savoir: V. I. GROMOV, I. I. KRASNOV et K. V. NIKIFOROVA: « Les bases de la subdivision de la stratigraphie du Quaternaire et sa limite inférieure », et P. WOLDSTEDT « Das Eiszeitalter, » Vol. II. Nous soulignons le fait que les deux travaux sont parfaitement d'accord en ce qui concerne l'établissement de la limite inférieure du Quaternaire des territoires européens et extra-européens conformément à la résolution du 18-e Congrès Géologique International (Londre 1948).

Étant donné le rôle qui revient au Villafranchien comme repère de la limite Quaternaire/Tertiaire, nous considérons que la présentation des corrélations paléontologiques établies dans la zone européenne correspondant à la latitude de la Dépression valaque n'est pas exempte d'intérêt. Pour offrir un tableau plus vaste de l'intervalle de transition Pliocène/Pléistocène, nous allons considéré, séparément, les trois termes stratigraphiques appartenant à cet intervalle: Astien, Villafranchien et St. Prestien.

1. *L'Astien* est caractérisé schématiquement par l'association *Mastodon arvernensis* et *Mastodon borsoni* avant l'apparition du genre *Elephas*. Cette zone paléontologique comprend: en France les faunes de Roussillon (CH. DEPÉRET 1890—1897) et de Perrier (E. HAUG 1911), dans la R. P. Hongroise la faune de Rakoskereszttur (M. KRETZOI 1953), dans la R. P. Roumaine la faune de Căpeni-Baraolt (M. KRETZOI 1953), de Mălușteni (I. SIMIONESCU 1930) et de Berești (I. SIMIONESCU 1932), et dans l'Union Soviétique la faune de type Roussillon de la région SW de la R. S. S. Moldave (I. HOMENKO 1917).

2. *Le Villafranchien* commence par l'apparition des premières formes d'*Elephas* à côté des derniers représentants du genre *Mastodon*. En France cet étage est caractérisé par les faunes de St. Vallier (J. VIRET 1953) et de Senèze (H. G. STEHLIN 1923), en Italie par les faunes de Villafranca d'Asti (L. PARETO 1865) et de Val d'Arno (G. MERLA 1947), dans la R. P. Hongroise par la faune de Beremend (M. KRETZOI 1938), dans la R. P. Roumaine par les faunes de Tulu-cesti (S. ATHANASIU 1915), de Pralea (I. C. MOTĂŞ 1956) et de la partie ouest de la plaine gétique (E. LITEANU et T. BANDRABUR 1957), et dans la Plaine Russe de la région européenne de l'U.R.S.S. par la faune de Haprov (V. I. GROMOV 1951).

3. *Le St. Prestien* ou son équivalent stratigraphique est caractérisé par *Elephas meridionalis* en même temps que par la disparition du genre *Mastodon*. Certains auteurs considèrent que ce terme représenterait le niveau supérieur du Villafranchien pris dans un sens plus large. En France, le St. Prestien est



représenté par la faune de St. Prest (M. LAUGEL 1862), dans la R. P. Hongroise par la faune de Budapest-Varberg (M. MOTTL 1942), dans la R. P. Roumaine par les faunes de Frătești (E. LITEANU 1953), de Brașov et d'Episcopia Bihorului (M. KRETZOI 1953), et dans la Plaine Russe de la région européenne de l'U.R.S.S., par la faune de Taman (V. I. GROMOV 1951).

Fondés sur les considérants susmentionnés, nous nous proposons de restreindre le problème sur la limite Quaternaire/Tertiaire de la Dépression valaque à une discussion sur la position stratigraphique des horizons lithologiques appartenant à l'intervalle de transition Pliocène/Péistocène des différentes régions de ce territoire. Dans ce but et pour éviter certaines confusions, nous avons considéré qu'il est nécessaire d'utiliser pour la définition du terme le plus haut du Pliocène, la dénomination d'Astien au lieu de Levantin.

GÉNÉRALITÉS SUR LA STRUCTURE ET LES FACIÈS DE L'INTERVALLE DE TRANSITION TERTIAIRE/QUATERNaire DE LA DÉPRESSION VALAQUE

La Dépression valaque comprend un territoire qui, au point de vue morpho-structural, est séparé du bassin hydrographique de la rivière d'Argeș en deux compartiments tectoniques: à l'W le domaine de la Plaine gétique et à l'E le domaine de la Plaine roumaine orientale.

Par rapport à son évolution mio-pliocène, cette dépression peut être considérée comme une grande unité géologique, délimitée vers l'intérieur par les Carpates et vers l'extérieur par le Plateau Moldave, la Dobrogea et la Plate-forme prébalcanique.

Les dépôts pliocènes qui participent à la constitution de cette province géologique occupent une cuvette très vaste. La zone axiale de la cuvette pliocène, où les processus de subsidence ont accusé une intensité maximum, suit en général la chaîne carpatique, plongeant graduellement de l'ouest vers l'est. Les particularités paléogéographiques de la Dépression valaque semblent plaider pour un déplacement lent, au Pliocène, de la zone axiale vers l'avant-pays. Nos recherches, basées sur les données obtenues par une série de forages, nous ont permis de reconstituer en traits généraux, l'emplacement, pendant le Levantin (Astien), des zones dans lesquelles les processus de subsidence ont été très intenses. De l'W vers l'E l'épaisseur des dépôts levantins augmente et les valeurs maxima s'inscrivent dans un trajet qui, à partir de l'W du Desnățui, est dirigé du SSW vers le NNE. Parallèlement à l'arc des Carpates méridionales le trajet mentionné contourne la ville de Craiova, se dirigeant vers l'ENE, direction qu'il



garde jusqu'à la hauteur de la rivière Cricovul Sărat, où il atteint le contact morphologique des Subcarpates et de la Plaine. En continuation vers l'E, les épaisseurs les plus grandes des dépôts levantins se situent à proximité de ce contact morphologique, qu'elles suivent probablement jusqu'à la hauteur de la ramification septentrionale de l'arc des Carpates orientales.

Dans le composition des dépôts levantins (astiens) de la Dépression valaque, prédominent les matériaux pélitiques ou finement psammitiques.

Dans la domaine géétique, le Levantin (Astien) accuse en général un faciès lacustre peu profond, caractérisé par des dépôts pélitiques à Unionides sculptés à coquille épaisse et à Vivipares ornamentés.

Sur la bordure interne de la Plaine roumaine orientale, le Levantin (Astien) est représenté par des dépôts pélitiques et finement psammitiques déposés sous un faciès de marais et de mares, à Hélicidés et à Planorbidés. Toutefois, à partir de la rivière du Cricovul Sărat vers l'Ouest, la partie basale du Levantin (Astien) revêt le faciès géétique, caractère qui dans la direction mentionnée s'étend graduellement jusqu'aux horizons supérieurs.

Sur la bordure externe de la Plaine roumaine orientale, le Levantin (Astien) inférieur est représenté par des tufs calcaires à Hélicidés et Planorbidés appartenant à un faciès marécageux, tandis que le Levantin supérieur apparaît sous le faciès géétique prédominant pélitique (E. LITEANU 1953 a, 1956 a).

Les dépôts quaternaires de la Dépression valaque accusent quelques aspects structuraux propres. Dans le domaine géétique, où les processus de subsidence ont cessé à la fin du Pliocène, les dépôts quaternaires anciens reposent en discordance sur les dépôts levantins, étant disposés selon un monocinal à pendage peu accusé et dirigé NNW—SSE (E. LITEANU 1959). Dans le domaine de la Plaine roumaine orientale, où l'activité de subsidence a continué également pendant le Post-Tertiaire, les dépôts quaternaires anciens participent à la constitution de la cuvette pliocène. La concordance entre les dépôts quaternaires anciens et ceux levantins n'est que virtuelle, étant générée, en réalité, par des processus néotectoniques (E. LITEANU 1956 a).

Les dépôts quaternaires anciens sont constitués surtout par des matériaux psammo-pséphitiques. Sur la bordure interne de la Dépression valaque, ils sont représentés par des cônes de déjection et dans le voisinage de la bordure externe par les alluvions des paléofleuves. Ce n'est que dans les secteurs centraux du domaine de la Plaine roumaine orientale que les dépôts pléistocènes accusent un faciès de marais et de marécages et qu'ils consistent en matériaux fins, fait qui reflète l'activité de subsidence intense subie par ce territoire (E. LITEANU 1956 b).

La planche ci-jointe représente la carte lithofaciale des dépôts quaternaires de la Dépression valaque.



LA LIMITÉ PLÉISTOCÈNE/PLIOCÈNE DANS LE DOMAINE GÉTIQUE

Au passé, le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire dans le domaine gétiique n'a pas constitué un objet concret d'étude. Les préoccupations dans ce domaine se sont limitées à quelques discussions qui voulaient justifier l'attribution de certains dépôts appartenant à l'intervalle de transition Pliocène/Pléistocène, au Levantin.

Ainsi, SABBA ȘTEFĂNESCU (1897), fondé sur les recherches entreprises dans le bassin du Jiu, dans les environs de la ville de Craiova (partie occidentale du domaine gétiique), a réparti au Quaternaire le loess et le gravier de la base de ce dernier, constituant la couverture des dépôts des interfleuves. Le Levantin de cette région serait représenté par trois horizons lithologiques avec un riche contenu paléontologique, qui peuvent être parallélisés avec les couches à Paludines du bassin slavon. L'auteur susmentionné a constaté que dans la région étudiée, le Levantin peut être distinctement subdivisé sur des considérations d'ordre lithologique. Néanmoins il a affirmé que les horizons respectifs ne sauraient être précisément caractérisés au point de vue paléontologique «vu que les espèces fossiles ne se trouvent pas invariablement dans le même niveau (lithologique)».

Etant donné que dans le cadre de notre exposé nous nous rapporterons souvent aux horizons lithologiques séparés par SABBA ȘTEFĂNESCU, nous présentons dans le tableau 1 le schéma stratigraphique rédigé par cet auteur.

TABLEAU 1

Schéma stratigraphique de l'intervalle de transition Tertiaire/Quaternaire dans la région Craiova—Bucovăț (domaine gétiique) d'après SABBA ȘTEFĂNESCU (1879)

Chronologie	Colonne lithologique	Caractères paléontologiques
Quaternaire	Loess	—
	Gravier diluvial	—
Levantin	Marnes et argiles supérieures	<i>Unio ștefănescui</i> TOURN.
	Sables	<i>Unio procumbens</i> FUCHS
	Marnes et argiles inférieures	<i>Unio lenticularis</i> SABBA



Concernant le schéma stratigraphique rédigé par SABBA ȘTEFĂNESCU nous observons que les recherches récentes effectuées dans cette région ont prouvé que l'horizon à *Unio procumbens* FUCHS (= *Unio pristinus* BIELZ) est constitué en réalité par des sables à gravier menu ou grossier. De même, nous tenons à préciser qu'étant donné que chacune des espèces mentionnées dans le tableau 1 peut être rencontrée dans toutes les subdivisions du Levantin, séparées par l'auteur cité, dans tous les cas lorsque, dans notre exposé, il s'agira d'un horizon à *Unio*, nous entendrons par là exclusivement le niveau lithologique correspondant, c'est-à-dire que nous n'accordons pas une valeur stratigraphique à l'espèce respective.

Les recherches ultérieures effectuées par I. P. IONESCU-ARGETOIAIA (1918) dans la même région, ont signalé l'existence des restes de *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. dans les graviers de la base du loess, fait qui explique leur attribution au Pliocène supérieur sous la dénomination de Graviers de Cindești.

* * *

Sous ces aspects nous nous référons au préalable au domaine géétique de la Dépression valaque à l'W de la rivière de l'Olt, où l'on constate que les dépôts pliocènes compris entre les collines et les terrasses du Danube supportent en discordance un horizon-repère principalement pséphito-psammitique, dont on a récolté de nombreux restes de Proboscidiens fossiles. Si l'on suit la distribution géographique des espèces de Proboscidiens (E. LITEANU et T. BANDRABUR 1957), nous sommes enclins à séparer l'horizon-repère du territoire mentionné, en trois régions paléontologiques, disposées longitudinalement, en général parallèles avec l'arc des Carpates méridionales, à savoir: une région interne collinaire, une région centrale de plaine et une région externe de plaine danubienne.

La région paléontologique interne est caractérisée par l'association *Mastodon borsoni* HAYS et *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. Dans la région centrale on rencontre, à part le genre *Mastodon*, *Elephas planifrons* FALC. et *Elephas meridionalis* NESTI. Dans la région paléontologique externe, qui commence à l'Est de la rivière de Jiu, on constate la disparition des Proboscidiens anciens, à l'exception d'*Elephas meridionalis* NESTI. Tenant compte de la valeur stratigraphique accordée aux associations de Proboscidiens, nous avons attribué l'horizon-repère des régions paléontologiques mentionnées à quelques étages différents, à savoir: la région interne à l'Astien, la région centrale au Villafranchien, la région externe au St. Prestien. Nous observons que dans la littérature géologique, les dépôts qui constituent l'horizon-repère des régions interne et centrale sont connus sous la dénomination de « Graviers de Cindești », et les dépôts de la région externe sous celle de « Couche de Frătești ».

Si l'on tient compte du fait que l'horizon-repère pséphito-psammitique compris entre les collines et les terrasses du Danube présente un léger pendage



selon une direction, en général, NW-SE, égal à la pente de l'actuel réseau hydrographique, il faut admettre qu'il représente l'extension graduelle des dépôts alluvionnaires vers l'avant-pays, dans un intervalle qui embrasse au moins la partie supérieure de l'Astien, du Villafranchien et du St. Prestien. Par conséquent, on peut affirmer que la limite entre les formations alluvionnaires astiennes (région paléontologique interne) et celles villafranchiennes (région paléontologique centrale), de même que la limite des formations alluvionnaires villafranchiennes (région paléontologique centrale) et celles st. prestiennes (région paléontologique externe) sont impossibles à tracer à l'aide des critériums lithologiques.

De l'examen dans chaque région paléontologique, des rapports entre l'horizon-repère et les dépôts subjacents, ont résulté les conclusions suivantes:

1. Dans la région interne, de l'examen des coupes géologiques de Valea Drincei des environs de la commune de Cujmir¹⁾ (district de Cujmir), il résulte que les marnes pontiennes supportent un banc d'environ 20 m d'épaisseur, formé de graviers menus et grossiers. Étant donné que dans le passé on a signalé dans cette région des restes fossiles de *Mastodon borsoni* et de *Mastodon arvernensis* et que latéralement ils passent vers le NE à des dépôts daciens, astiens et villafranchiens, on se demande si au moins la partie inférieure du banc de graviers ne devrait être attribuée au Pliocène supérieur. Des constatations pareilles ont été faites également dans d'autres endroits de cette région paléontologique.

En tout cas, on peut affirmer que dans cette région la limite Quaternaire/Tertiaire ne saurait être établie au point de vue lithologique.

2. Dans la région centrale, ECAT. SCHOVERTH²⁾ a étudié une série d'affleurements dans les vallées affluents droits du Jiu, situées immédiatement au S la localité de Gura Motrului (district de Filiași). L'auteur cité démontre que dans la constitution géologique des plaines interfluviales intervient une succession constituée par des couches d'argiles alternants avec des graviers menus et grossiers surmontant un gros paquet d'argiles. La faune de Mollusques fossiles, identifiée autant dans les dépôts pélitiques supérieurs que dans ceux pséphitiques, comprend presque toute la liste indiquée par SABBA STEFĂNESCU (1897) lors de l'étude du Levantin dans le bassin hydrographique du Jiu. De même, dans une carrière située à la partie inférieure d'un versant de Valea Cernăteștilor, on a trouvé une faune de Mammifères fossiles, typique villafranchienne: *Mastodon borsoni* HAYS, *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB., *Elephas meridionalis* NESTI, *Rhinoceros cf. etruscus* FALC., *Equus* sp. associée à *Viviparus bifarinatus* BIELZ, *Unio procumbens* FUCHS, *Psilunio bielzi* CZEK., *Psilunio doljensis* SABBA, ce qui a permis d'indiquer avec certitude la présence

¹⁾ C. GHENEA. Communication orale.

²⁾ Raport geologic asupra zonei SW a P. Sușita-Jiu. Campania anului 1958.

du terme basal du Pléistocène, nettement délimité au point de vue lithologique par les argiles inférieures appartenant à l'Astien supérieur.

Une constatation analogue a été faite dans le secteur S de la plaine interfluviale Jiu—Amaradia, par M. FERU, VENERA ȘERBĂNESCU et RODICA TODOR¹⁾.

Il faut admettre que dans cette région la partie supérieure des dépôts attribués dans le passé au Levantin (SABBA ȘTEFĂNESCU 1897) doit être répartie à présent au Pléistocène inférieur.

Si l'on établit un parallèle entre l'alternance d'argiles et de graviers villafranchiens de Valea Cernăteșilor et l'horizon supérieur pélitique à *Unio ștefănescui* TOURN. et celui moyen psammo-pséphitique à *Unio procumbens* FUCHS du Levantin, décrits par SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) dans la région de Craiova (tabl. 1) on peut proposer que dans la Plaine gétique centrale la limite Quaternaire/Tertiaire soit fixée au contact entre l'horizon moyen psammo-pséphitique à *Unio procumbens* FUCHS et l'horizon inférieur pélitique à *Unio lenticularis* SABBA.

Nous considérons qu'il est nécessaire de souligner que l'ascendance en verticale des Unionides sculptés et des Vivipares ornementés, au moins jusqu'au Villafranchien, prouve que la disparition de la faune des Mollusques levantines ne saurait constituer un critérium pour la délimitation du Tertiaire et du Quaternaire. De cette manière, la conclusion analogue exposée par nous dans un ouvrage antérieur (E. LITEANU 1955) est confirmée.

3. Dans la région externe, E. LITEANU et T. BANDRABUR (1957), basés sur les forages effectués dans la plaine interfluviale Jiu—Olt à Celaru, Apele Vii, Redea, Caracal (district de Caracal) et sur les restes fossiles d'*Elephas meridionalis* NESTI, ont établi que les dépôts st. prestiens prennent contact, par une surface d'érosion, avec les dépôts astiens. Dans cette région, les dépôts du Pliocène supérieur peuvent être nettement délimités, sur des critériums lithologiques, des dépôts du Pléistocène inférieur. Toutefois, leurs rapports semblent être caractérisés par une lacune stratigraphique qui comprendrait le Villafranchien et une partie de l'Astien supérieur.

Dans la Plaine gétique, à l'E de la rivière de l'Olt, on constate une situation similaire à celle de la région occidentale. En effet, l'horizon-repère pséphito-psammitique, couvert par des dépôts loessoïdes, s'étendant entre les collines et les terrasses du Danube, peut être également séparé à l'aide de la distribution des Proboscidiens fossiles, en trois régions paléontologiques identiques à celles de la région ouest. Les recherches en terrain entreprises par N. ONCESCU, I. MOTĂŞ et V. DRAGOŞ (1950) dans la Plate-forme Cotmeana et par E. LITEANU (1953) dans la Plaine de Burnas, de même que les données des forages Spineni, Poboru (district de Vedea), Bradu (district de Piteşti) Roşiori de Vede, Alexandria,

¹⁾ Raport geologic și hidrogeologic asupra regiunii Craiova — Filiași. Campania anului 1958.

etc., ont prouvé que les particularités lithologiques de l'horizon-repère concernant son extension de l'intérieur vers l'extérieur et ses rapports avec les dépôts pliocènes sont presque similaires avec celles de la région ouest.

LA LIMITE PLÉISTOCÈNE/PLIOCÈNE DANS LA PLAINE ROUMAINE ORIENTALE

Le premier chercheur qui a étudié le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire dans cette région a été I. ATANASIU (1940), qui a souligné le fait que les Graviers de Cîndești de la bordure interne de la Plaine roumaine orientale sont caractérisés au point de vue paléontologique par des Mammifères fossiles qui plaident pour un âge villafranchien. Cet auteur a discuté l'âge des Graviers de Cîndești, remarquant qu'ils succèdent sans discordance aux autres dépôts pliocènes, et que dans certaines régions ils sont intéressés dans la phase d'orogénèse valaque. I. ATANASIU, basé sur ces considérations d'ordre structural, auxquelles il accorde le contenu de relations stratigraphiques, considérait que dans la Dépression valaque il est préférable de répartir au Levantin, le Villafranchien et, en conséquence, aussi les Graviers de Cîndești.

W. WENZ (1942), adoptant le critérium structural préconisé par I. ATANASIU (1940) pour fixer la limite supérieure du Tertiaire, a été obligé d'inclure dans le Levantin tous les termes stratigraphiques intéressés dans la phase d'orogénèse valaque, c'est-à-dire la série Astien-Villafranchien-Sicilien (tabl. 2).

TABLEAU 2

Schéma stratigraphique du Levantin de la bordure de la Plaine roumaine orientale, entre la Ialomița et le Buzău (d'après W. WENZ, 1942)

Chronologie	Colonne lithologique	Caractérisation paléontologique
Sicilien	Argiles rouges	—
	Argiles et sables	Gastéropodes terrestres associés aux Mollusques fluviatilo-lacustres (<i>Corbicula fluminalis</i> et Unionides à coquille lisse)
Villafranchien	Graviers et sables	—
Astien	Argiles et sables	Gastéropodes terrestres associés aux Mollusques fluviatilo-lacustres
	Argiles et sables	Unionides sculptés et Vivipares ornementés



En ce qui concerne le schéma stratigraphique rédigé par W. WENZ (1942) nous observons que l'attribution des dépôts siciliens au Tertiaire est argumentée au point de vue paléontologique par la forme *Corbicula fluminalis* MÜLLER. Néanmoins, les recherches exécutées dans la Dépression valaque (E. LITEANU et T. BANDRABUR 1959 b) ont démontré que la forme mentionnée remonte en verticale jusqu'au Holocène inférieur, fait qui infirme la valeur stratigraphique accordée à cette forme.

E. LITEANU (1955) a repris la discussion sur la limite supérieure du Tertiaire rattachée à la constatation que les termes lithologiques attribués par W. WENZ au Sicilien (tabl. 2) ne peuvent pas appartenir au Pliocène, vu qu'en réalité ils ont un âge pléistocène. Il conclut donc que le critérium préconisé par I. ATANASIU (1940) ne saurait constituer un argument valable dans le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire et considère que les Graviers de Cîndești appartenant au Villafranchien doivent être envisagés comme terme basal du Quaternaire.

* * *

L'horizon-repère pséphito-psammitique de la Plaine gétique affleure largement vers l'est sur la bordure du domaine oriental de la Dépression valaque, dont il est absent seulement dans le territoire collinaire compris entre le ruisseau Cricovul Sărat et la vallée Sărata.

Les données de forage, résultées des profils perpendiculaires sur la direction des plis carpathiques, ont mis en évidence le fait que dans ce domaine également, l'horizon-repère présente une série de variations lithologiques. À l'intérieur du contact morphologique entre les Subcarpates et la Plaine roumaine orientale, l'horizon-repère est constitué par de gros paquets de graviers menus et grossiers à intercalations de sables dans les endroits faiblement cimentés, attribués aux Graviers de Cîndești. Le long du contact morphologique mentionné, l'horizon-repère est constitué par une alternance de graviers, de sables et d'argiles qui s'affaissent faiblement sous les dépôts plus récents et en même temps passent graduellement, vers l'extérieur, à une granulométrie plus fine. Dans la partie centrale de la Plaine, c'est-à-dire dans la Plaine interne (E. LITEANU 1959), l'horizon-repère perd son individualité, étant formé principalement d'argiles et de sables fins, ce qui rend impossible sa séparation, sur des critériums lithologiques, des dépôts du toit et du mur. Nous reviendrons plus loin sur la géologie de cette partie de la Plaine. Vers l'extérieur de la Plaine, c'est-à-dire dans la plaine externe et dans la Plaine de plate-forme (E. LITEANU 1959) l'horizon-repère pséphito-psammitique apparaît de nouveau, présentant en même temps une tendance de faible soulèvement vers l'avant-pays jusque dans la zone des terrasses du Danube, où il a été écarté par l'érosion. Dans cette partie de la plaine, l'horizon-repère a été rapporté aux Couches de Frâtești.



Jusqu'à présent la faune de Proboscidiens fossiles caractéristiques de l'horizon-repère a été citée dans quelques rares endroits sur le bord septentrional de la Dépression valaque. L'association de Mammifères citée dans la zone de Pralea: *Mastodon* sp., *Elephas meridionalis* NESTI et *Rhinoceros ethruscus* FALC. (I. MOTAS 1956) est caractéristique pour la bordure interne de la Plaine roumaine orientale et constitue une preuve certaine pour attribuer à l'horizon pséphito-psammitique de cette zone, un âge villafranchien. Il est probable que les dépôts dans le faciès des Graviers de Cîndești, situés plus à l'intérieur de la zone de Pralea, devraient appartenir à l'Astien, embrassant éventuellement aussi quelques étages plus anciens (I. MOTAS 1956).

En examinant les rapports entre l'horizon-repère supérieur pséphito-psammitique) et l'horizon inférieur pélitique (pélitique-finement psammitique) en faciès à *Helicopsis* sp. et à *Planorbis* sp. de la région collinaire de l'W de Pralea, nous avons fait les constatations suivantes:

Dans les régions collinaires internes, dans lesquelles les graviers constituant l'horizon-repère supérieur appartiennent à l'Astien, la limite Quaternaire/Tertiaire est impossible à tracer. Dans les régions situées immédiatement à l'intérieur du contact morphologique entre les collines et la plaine, la limite Pléistocène/Pliocène est distinctement mise en évidence par le contact entre les graviers villafranchiens et les argiles astiennes. Dans la zone du contact morphologique mentionnée, là où l'horizon-repère supérieur est constitué par une alternance de graviers et d'argiles, la limite Villafranchien-Astien peut être située à la base du dernier paquet des dépôts pséphitiques.

La faune de Mammifères fossiles, identifiée dans la partie S du Plateau moldave, à Tulucești (S. ATHANASIU 1915, 1926), dans laquelle a été citée également l'association: *Mastodon borsoni* HAYS, *M. arvernensis* CROIZ. et JOB., *Elephas planifrons* FALC. et *E. meridionalis* NESTI, plaide pour l'âge villafranchien de l'horizon repère psammo-pséphitique du bord NE de la Dépression valaque.

Nous observons que d'une part on n'a pas indiqué avec précision les niveaux dont on a récolté les restes fossiles compris dans la liste de la faune de Tulucești, et que d'autre part les formes: *Hipparrison gracile* KAUP, *Tapirus arvernensis* DEV. et BOUILL. et *Canis donnezzani* DEP. citées à Mălușteni et Berești (I. SIMIONESCU 1930, 1932) plaident pour une corrélation étroite avec la faune de Roussillon caractéristique pour l'Astien. En conséquence, nous considérons que dans le secteur S du Plateau moldave, l'horizon-repère mentionné pourrait représenter une série compréhensive, embrassant l'Astien, le Villafranchien et éventuellement le St. Prestien.

Cette supposition s'appuie également sur le fait qu'entre l'horizon psammo-pséphitique à Mammifères fossiles et les sables astiens à Unionides sculptés



du mur du même horizon, il y a une transition graduelle qui ne permet pas leur délimitation sur des critéums lithologiques ou fauniques.

* * *

Vu que la partie centrale de la Plaine roumaine orientale (Plaine interne, E. LITEANU 1959), la plus intensément affectée par les processus de subsidence de l'intervalle Miocène—Holocène, est encore insuffisamment connue, nous avons considéré qu'il est nécessaire de présenter quelques données synthétiques établies par nous, qui puissent indiquer le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire dans cette région.

Récemment, dans les régions centrales de la Plaine roumaine orientale ont été effectués des forages profonds à: Periș, Urziceni, Mizil, Făurei, Ianca, Rîmnicu Sărat, Balta Albă, Măcănești, etc. Les données de forages ont démontré que la composition lithologique de l'intervalle Holocène/Néogène supérieur comprend exclusivement des dépôts fins, résultant d'une alternance monotone d'argiles et de sables alévitiques, mais qui laissent supposer l'existence d'une continuité de sédimentation entre le Pliocène et le Pléistocène. Cette opinion est fondée également sur la constatation qu'au moins entre les limites de l'intervalle Holocène inférieur—Astien supérieur, on a rencontré des formes appartenant aux mêmes espèces de Gastéropodes terrestres et de Mollusques fluviatilo-lacustres, en général identiques avec l'actuelle faune de la région. Pour séparer le Tertiaire du Quaternaire nous nous sommes référés premièrement à l'observation faite par W. WENZ (1942) dans le sens que les Gastéropodes terrestres astiens sont caractérisés par une taille petite par rapport aux Gastéropodes quaternaires, et deuxièmement à la constatation du même auteur, selon laquelle les Unionides à coquille lisse et moins caleuse, disparus du Dacien, réapparaîtraient pendant le Sicilien.

Conformément à ces critéums nous avons établi pour les forages les plus profonds, à l'aide de la faune identifiée, les zones paléontologiques suivantes:

1. Forage d'Urziceni. Cote 57,12 m. Profondeur finale 992 m.

- 0— 350 m, zone à: *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Dreissena polymorpha* PALL., *Unio* sp. (lisse), *Helicopsis* sp. (grande taille) — Quaternaire.
- 350— 540 m, zone à: *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Helicopsis* sp. (petite taille), *Bulinus vukotinovici* BRUS., *Valvata piscinalis* MÜLL. — Astien supérieur.
- 540— 851 m, zone à: *Viviparus bifarinatus bifarinatus* BIELZ, *Viviparus bifarinatus stricturatus* NEUM., *Psilunion* sp. (sculpté), *Valvata piscinalis* MÜLL., *Dreissena polymorpha* PALL., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Lithoglyphus acutus* COB. — Astien inférieur.

851— 992 m, zone à: *Prosodacna* sp. (fragments), *Viviparus bifarinatus bifarinatus* BIELZ, *Melanopsis bergeroni* SABBA, *Unio* sp. (lisse) — Dacien.

2. Forage de Mizil. Cote 125,47 m. Profondeur finale 1497 m.

- 0— 400 m, zone à: *Helicopsis* sp. (grande taille), *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Unio* sp., (lisse), *Planorbis corneus* L., — Quaternaire.
 400—1351 m, zone à: *Helicopsis* sp. (petite taille), *Helicopsis cereoflava praecursor* WENZ, *Planorbarius corneus* L., *Gyraulus* sp., *Lymnaeus* sp., *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Helix* sp., *Caracollina corycensis pliocaea* WENZ, *Valvata piscinalis* MÜLL., *Bulimus vukotinovici* BRUS. — Astien supérieur+Astien inférieur.
 1351—1497 m, zone à: *Prosodacna* sp., *Limnocardium* sp., *Dreissena polymorpha* PALL., *Valvata sibinensis* NEUM., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Pisidium amnicum* MÜLL., *Gyraulus cf. rumanus* WENZ, *Lithoglyphus amplus* BRUS. — Dacien.

3. Forage de Făurei. Cote 45,88 m. Profondeur finale 804 m.

- 0— 400 m, zone à: *Planorbis planorbis*, *Helicopsis* sp. (grande taille), *Unio* sp. (lisse), *Hyriopsis* sp., *Viviparus diluvianus* KUNTH, *Melanopsis acicularis* FER. — Quaternaire.
 400— 804 m, zone à: *Viviparus mammatus* SABBA, *Valvata piscinalis* MÜLL., *Dreissena polymorpha* PALL., *Lithoglyphus acutus* COB., *Hydrobia* sp., *Melanopsis esperioides* SABBA, *Bulimus vukotinovici* BRUS. — Astien supérieur.

4. Forage de Ianca. Cote 29,64 m. Profondeur finale 2100 m.

- 0— 390 m, à: *Helicopsis* sp. (grande taille), *Planorbis planorbis* L., *Anisus (Spiralina) vortex* L., *Unio* sp. (lisse), *Melanopsis acicularis* FER., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Dreissena polymorpha* PALL. — Quaternaire.
 390— 963 m, zone à: *Dreissena polymorpha* PALL., *Gyraulus* sp., *Helicopsis* sp. (petite taille), *Helix* sp., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Hydrobia* sp., *Melanopsis esperioides* FER., *Lithoglyphus acutus* COB., *Viviparus mammatus* SABBA, *Bulimus vukotinovici* BRUS. — Astien supérieur.
 963—1350 m, zone à: *Viviparus bifarinatus bifarinatus* BIELZ, *Viviparus bifarinatus stricturatus* NEUM., *Viviparus dezmanianus* BRUS., *Viviparus rudis strossmayrianus* BRUS., *Viviparus rudis rudis* NEUM., *Melanopsis esperioides* SABBA., *Melanopsis alutensis* SABBA, *Melanopsis pterochila* BRUS., *Melanopsis soubeirani* POR., *Melanopsis slavonica* NEUM., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Valvata solekiana* BRUS., *Bulimus vukotinovici* BRUS., *Lithoglyphus acutus* COB., *Lithoglyphus acutus decipiens* BRUS., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Theodoxus semiplicatus* NEUM., *Dreissena polymorpha* PALL., *Psilunio doljiensis* SABBA, *Psilunio bielzi* CZEK., *Psilunio porumbari* TOURN., *Psilunio beyrichi* NEUM., *Psilunio munieri* SABBA, *Unio pristinus pristinus* BIELZ, *Unio pristinus davilai* POR. — Astien inférieur.
 1350—1540 m, zone à: *Prosodacna rumana* FONT., *Limnocardium* sp., *Didacna subcarinata* DESH., *Dreissena polymorpha* PALL., *Gyraulus rumanus* WENZ, *Unio rumanus* TOURN. — Dacien.
 1540—1751 m, zone à: *Phyllicardium planum* DESH., *Didacna subcarinata placida* SABBA, *Limnocardium* sp., *Dreissena polymorpha* PALL., *Viviparus achatinoides* DESH. — Pontien.
 1751—2100 m, zone à: *Hydrobia vitrella* SABBA — Méotien.



5. Forage de Balta Albă. Cote 43,76 m. Profondeur finale 3638 m.

0—500 m, zone à: *Gyraulus* sp., *Planorbis* sp., *Unio* sp. (lisse), *Dreissena polymorpha* PALL. — Quaternaire.

500—1350 m, zone à: *Helicopsis* sp. (petite taille) et *Gyraulus* sp. — Astien supérieur.

1350—1618 m, zone à: *Psilunio* sp., *Viviparus craiovensis* Tourn., *Viviparus bifarinatus* BIELZ, *Melanopsis pterochila* BRUS., *Melanopsis esperioides* SABBA, *Valvata piscinalis* MÜLL., *Valvata sibinensis* NEUM., *Bulinus vukotinovici* BRUS., *Hydrobia syrmica* NEUM., *Planorbis planorbis* L. — Astien inférieur.

1618—1929 m, zone à: *Prosodacna* sp. et *Unio rumanus* Tourn. — Dacien.

1929—2375 m, zone à: *Didacna subcarinata subcarinata* DESH., *Didacna subcarinata arcaeformis* WENZ, *Monodacna pseudocatillus* BARBOT DE MARNY — Pontien.

En continuation nous citons les données déterminées par le Collectif de Micropaléontologie du Comité Géologique¹⁾.

2375—2780 m, zone à: *Rotalia beccarii* L. (formes rares), *Hydrobia punctum* EICHW., *Ostracodes* — Méotien supérieur.

2780—3300 m, zone à: *Rotalia beccarii* L. (éruptions), *Hydrobia punctum* EICHW., *Hydrobia vitrella* BRUS. — Méotien inférieur.

3300—3638 m, zone à: *Elphidium macellum* FICHTEL et MOLL., *Elphidium alvarezianum* D'ORBIGNY, *Nonion granosum* D'ORBIGNY — Sarmatien.

Les critériums adoptés pour fixer la limite Quaternaire/Tertiaire sont sans doute, discutables; les recherches ultérieures infirmeront ou confirmeront les délimitations faites par nous.

Dans la partie externe de la Plaine roumaine orientale (Plaine externe et Plaine de plate-forme, E. LITEANU 1959) où apparaît l'horizon pséphito-psammitique à *Elephas meridionalis* NESTI, on constate les mêmes relations stratigraphiques que dans la région paléontologique externe du domaine géétique. En effet, des recherches en terrain et des données de forage (E. LITEANU 1953, 1956 a) il résulte que les graviers st. prestiens (Couches de Frătești) prennent contact avec les argiles astiennes par une surface d'érosion.

* * *

En conclusion, nous considérons intéressant de présenter les points de repère qui nous ont été communiqués par quelques chercheurs soviétiques qui ont étudié le problème de la limite Quaternaire/Tertiaire de la partie SW de la R.S.S. Moldave et les corrélations avec la Dépression valaque.

A. G. EBERZIN (communication orale, Moscou 1957), à l'aide des recherches personnelles récentes et de celles effectuées au passé (I. SINZOV 1897, N. GIGOROVICI-BEREZOWSKI 1915, A. P. PAVLOV 1925, N. MACAROVICI 1940 et A. G. EBERZIN 1956), a rédigé le schéma stratigraphique suivant (tabl. 3).

¹⁾ T. IORGULESCU et M. TOCORJESCU: Communication orale.

TABLEAU 3

Schéma stratigraphique de l'intervalle de transition Quaternaire/Tertiaire de la partie SW de la R.S. Moldave (d'après A. G. EBERZIN)

Chronologie	Dénomination de l'horizon	Caractéristiques paléontologiques
Pleistocene inférieur	Horizon à <i>Unio sturi</i>	<i>Unio sturi</i> HÖRNES
Astien	Couches de Porat	<i>Unio procumbens</i> FUCHS <i>Unio lenticularis</i> SABBA

L'auteur cité établit un parallèle entre les Couches de Porat, comprenant les horizons moyen et inférieur du Levantin de la région de Craiova, séparés par SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) conformément au schéma stratigraphique du tableau 1, présenté au commencement. En même temps, il considère que dans la Dépression valaque, la limite Quaternaire/Tertiaire devrait être située à la base de l'horizon supérieur à *Unio stefănescui* Tourn., du Levantin de la région mentionnée.

K. V. NIKIFOROVA et L. I. ALEXEEVA (communication orale, Bucarest 1959) ont confirmé les recherches entreprises par I. HOMENKO concernant la présence de la faune de Mammifères fossiles de type Roussillon dans le contenu paléontologique des Couches de Porat. Selon les études entreprises, les auteurs cités (Moscou 1959) ont tiré une conclusion basée sur des considérations d'ordre biostratigraphique, notamment que la faune de type Roussillon serait caractéristique au point de vue paléontologique pour les niveaux inférieurs du Pléistocène et, en conséquence, cette faune plaiderait pour l'attribution des Couches de Porat au Quaternaire. Considérant les Couches de Porat comme équivalentes des dépôts levantins de la Dépression valaque, les auteurs mentionnés apprécient que le Levantin de la Plaine gétique et de la Plaine roumaine orientale devrait être réparti intégralement au Quaternaire.

CONCLUSIONS

1. Dans le cadre de notre exposé nous avons adopté comme critériums pour la délimitation du Pliocène et du Pléistocène que le terme supérieur du Tertiaire soit argumenté par la présence de la faune de Mammifères fossiles, caractérisée par les derniers représentants du genre *Mastodon* avant l'apparition du genre *Elephas* et le terme basal du Quaternaire par l'association *Mastodon* sp., *Elephas planifrons* ou *E. meridionalis*.



2. Par rapport à ces critéria, les considérations qui justifiaient au passé la répartition de certains dépôts de la Dépression valaque, au Pliocène, ont été soit infirmés, soit mis sous point d'interrogation. Ainsi, la répartition des dépôts jeunes au Pliocène, basée sur la constatation qu'ils sont intéressés dans les plis de l'orogénèse valaque, ne peut plus être soutenue, étant donnée qu'il a été prouvé que cette phase d'orogénèse a affecté également les dépôts pléistocènes. De même, le contenu paléontologique des dépôts, représenté par l'association des Unionides sculptés et des Vivipares ornementés, ne saurait motiver dans tous les cas leur attribution au Néogène supérieur. En effet, dans le domaine gétique on a constaté que l'association mentionnée auparavant remonte en verticale jusqu'à dans les horizons villafranchiens à *Mastodon* et à *Elephas*.

3. À l'aide des recherches entreprises jusqu'à présent dans la Dépression valaque, nous avons conclu que, malgré le fait que dans certaines régions la limite Quaternaire/Tertiaire peut être argumentée avec certitude par des données paléontologiques, dans nombre de cas elle ne saurait être mise en évidence par des rapports lithologiques tranchants.

4. Dans cet exposé nous avons considéré surtout deux complexes lithologiques. Le complexe inférieur, en général argileux à intercalations de sables fins et à contenu paléontologique représenté soit par des Unionides sculptés et des Vivipares ornementés, soit par des Gastéropodes terrestres et des Mollusques fluviatilo-lacustres a été attribué à l'Astien.

Le complexe supérieur, à caractère pséphito-psammitique prédominant, est connu sous le nom de Graviers de Cîndești dans les secteurs internes de la Dépression valaque et sous le nom de Couche de Frătești dans les secteurs externes. Le complexe supérieur surmontant l'Astien de la Dépression valaque perd son caractère pséphito-psammitique seulement entre les limites de la partie centrale de la Plaine roumaine orientale. Il accuse la particularité de variations lithologiques apparaissant de l'intérieur vers l'extérieur, et devenant en même temps de plus en plus jeune. De ce point de vue nous observons que l'horizon dénommé Graviers de Cîndești ne représente pas l'équivalent d'un terme stratigraphique bien défini, l'âge de ce dernier passant successivement, dans la direction mentionnée auparavant, du Préastien (probablement Plaisancien) à l'Astien et ensuite au Villafranchien. L'horizon dénommé Couche de Frătești appartient exclusivement au St. Prestien.

Dans les limites de son extension transversale, le complexe supérieur peut être divisé, sur les considérations d'ordre paléontologiques exposés plus haut, à savoir:

a) La bordure interne de ce complexe est constitué par un paquet épais, pséphito-psammitique, reposant directement sur les dépôts prélevantins ou de l'Astien inférieur; elle appartient probablement à l'Astien. La possibilité



que dans cette région le paquet considéré comprenne des horizons plus anciens, respectivement plus jeunes, a été considérée par nous comme un problème encore irrésolu.

b) Le long d'une zone de contact morphologique entre les collines et la plaine, de même que dans les parties centrales du domaine géтиque l'horizon supérieur est représenté par une succession de graviers et de sables, séparés par des intercalations d'argiles en couches épaisses; cette succession a été attribuée au Villafranchien. Dans ces régions la limite Villafranchien/Astien pourrait être située à la base du dernier dépôt pséphito-psammitique.

c) Dans les régions externes de la Dépression valaque on constate l'existence des rapports lithologiques tranchants entre les graviers de la base des Couches de Frătești appartenant au St. Prestien, et les argiles astiennes. Cependant, ces rapports lithologiques sont les équivalents d'une lacune stratigraphique qui comprendrait le Villafranchien et un intervalle indéfini de l'Astien supérieur.

d) Dans la partie centrale de la Plaine roumaine orientale, nous avons constaté que l'Astien inférieur revêt un faciès à Unionides sculptés et à Vivipares ornementés. Ce fait nous permet d'affirmer que dans cet intervalle le faciès lacustre géтиque recouvrail, avec certitude, tout le territoire central de la Dépression valaque entre les rivières du Jiu et du Prut.

5. Les données exposées constituent des arguments dans le sens qu'une partie du Levantin géтиque doit être attribuée au Quaternaire inférieur. Par rapport à la détermination des horizons du Levantin, élaborés par SABBA ȘTEFĂNESCU (1897) (tabl. 1), la limite Pléistocène/Pliocène a été fixée par nous à la base de l'horizon moyen pséphito-psammitique à *Unio procumbens* FUCHS, c'est-à-dire qu'au Levantin équivalent de l'Astien nous attribuons seulement l'horizon basal à *Unio lenticularis* SABBA.

Conformément aux corrélations basées sur la parallélisation de l'intervalle de transition Quaternaire/Tertiaire de la partie SW de la R.S.S. Moldave et celui du domaine géтиque (SABBA ȘTEFĂNESCU 1897), A. G. EBERZIN a préconisé la fixation de cette limite à la base de l'horizon supérieur pélitique à *Unio stefănescui* TOURN.

K. V. NIKIFOROV et L. I. ALEXEEVA, en partant des mêmes corrélations, sont arrivées à la constatation que tout le Levantin géтиque devrait être réparti au Pléistocène.

6. Dans les tableaux 4 et 5 nous présentons le schéma stratigraphique de l'intervalle de transition Tertiaire/Quaternaire pour le domaine de la Plaine géтиque et le domaine de la Plaine roumaine orientale.

TABLEAU 4

Limite Quaternaire/Tertiaire de la Dépression valaque

I. Domaine géétique

		Région collinaire			Région centrale			Région externe		
		Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques	Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques	Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques
Quaternaire inférieur	St. Prestien	absent			?	?	?	Psammo-pséphites	Dépôts alluvionnaires	<i>Elephas meridionalis</i>
	Villafranchien	Psammo-pséphites	Cônes de déjection	<i>Mastodon borsoni</i> , <i>M. arvernensis</i> , <i>Elephas planifrons</i> et <i>Elephas meridionalis</i>	Alternance de psammo-pséphites et de pélites	Alternance de dépôts alluvionnaires et de dépôts lacustres	<i>Mastodon borsoni</i> , <i>M. arvernensis</i> , <i>Elephas planifrons</i> et <i>E. meridionalis</i> associés aux Unionides sculptés et aux Vivipares ornementés	Absent		Lacune
Tertiaire supérieur	Astien	Pséphites	Cônes de déjection	<i>Mastodon borsoni</i> et <i>Mastodon arvernensis</i>	Psammo-pélites et pélites	Dépôts lacustres	Unionides sculptés et Vivipares ornementés	Absent		Écarté par l'érosion
		Psammo-pélites et pélites	Dépôts lacustres	Unionides sculptés et Vivipares ornementés				Pélites	Dépôts lacustres	Unionides sculptés et Vivipares ornementés



TABLEAU 5

Limite Quaternaire/Tertiaire de la Dépression valaque

II. Domaine de la Plaine roumaine orientale

		Région collinaire			Région de plaine centrale			Région externe					
		Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques	Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques	Domaine danubien			Partie S du Plateau Moldave		
								Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques	Lithologie prédominante	Type génétique	Caractères paléontologiques
Quaternaire inférieur	St. Prestien	?	?	?	Psammo-pélites	Dépôts de marais et lacustres	<i>Helicopsis</i> et <i>Planorbis</i>	Psammo-pséphites	Dépôts alluvionnaires	<i>Elephas meridionalis</i>	?	?	?
	Villafran-chien	Psammo-pséphites	Cônes de déjection	<i>Mastodon borsoni</i> , <i>Mastodon arvernensis</i> et <i>Elephas meridionalis</i>	Psammo-pélites	Dépôts de marais et lacustres	<i>Helicopsis</i> et <i>Planorbis</i>	Absent		Lacune	Psammo-pséphites	Dépôts alluvionnaires	<i>M. borsoni</i> , <i>M. arvernensis</i> , <i>Elephas planifrons</i> et <i>Elephas meridionalis</i>
Tertiaire supérieur	Astien	Psammo-pséphites	Cônes de déjection	<i>M. borsoni</i> et <i>M. arvernensis</i>	Psammo-pélites	Dépôts de marais et lacustres	<i>Helicopsis</i> et <i>Planorbis</i>	Absent		Écarté par l'érosion	Psammo-pséphites	Dépôts alluvionnaires	<i>M. borsoni</i> et <i>M. arvernensis</i>
		Psammo-pélites	Dépôts de marais	<i>Helicopsis</i> et <i>Planorbis</i>				Pélites	Dépôts lacustres	Unionidés sculptés	Sables	Dépôts fluvio-lacustres	Unionidés sculptés et Vivipares ornementés
		Pélites	Dépôts lacustres	Unionidés sculptés et Vivipares ornementés				Unionides sculptés et Vivipares ornementés	Tufs calcaires	Dépôts de marais		<i>Helix</i> et <i>Planorbis</i>	

EXPLICATION DES PLANCHES

Carte lithofaciale du Quaternaire de la Dépression valaque.

Légende lithologique: 1, sables finement grenus et alévitique-argileux; 2, sables moyens finement grenus alévitiques; 3, graviers à 10—15% de sable; 4, éboulis à sables grossiers et fins; 5, alternances d'argiles, de sables et de graviers; 6, limites des régions faciales; 7, limites lithologiques de l'intérieur des régions faciales; 8, isopachites probables. Légende faciale: I, territoire lacustre et de marécage; II, plaines alluviales intercontinentales; III, plaines de littoral envahies par la mer; IV, piémonts; V, continent; VI, continent montagneux.

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ТРЕТИЧНЫМИ И ЧЕТВЕРТИЧНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ВАЛАХСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Е. ЛИТЯНУ

(Краткое изложение)

1. Автор избрал как критерий для установления границ между плиоценом и плейстоценом следующие положения: для самого верхнего яруса третичной системы он считает характерным присутствие ископаемых остатков последних представителей рода мастодона до появления вида *Elephas*, а для самого нижнего яруса четвертичной системы ассоциацию мастодона с видом *Elephas planifrons* или с *Elephas meridionalis*.

2. В связи с этими критериями, доводы на основании которых эти отложения Валахской депрессии были отнесены к плиоцену были опровергнуты или подвергнуты сомнению. Более новые отложения не могут быть отнесены к плиоцену только на основании того что они были вовлечены в процесс валахского складкообразования, так как было доказано что эта фаза горообразования затронула и плейстоценовые отложения. Палеонтологические признаки некоторых отложений как например присутствие скульптурных *Unio* и орнаментированных *Viviparus* тоже не могут служить во всех случаях обоснованием для отнесения их к верхнему неогену. В Гетской депрессии было доказано что эта ассоциация поднимается по вертикали до виллафранских пластов, содержащих кости мастодонов и слонов.

3. Произведенные до сих пор исследования приводят к заключению, что хотя в некоторых областях, граница между четвертичными и третичными отложениями может быть точно определена на основании палеонтологических данных, все-таки она не всегда обозначена очевидной литологической разницей.

4. Автор имел ввиду главным образом два литологических комплекса. Нижний, большей частью глинистый с прослойями тонкозернистого



песка, содержащий скульптурных *Unio* и орнаментированных *Viviparus* или земных брюхоногих и речных и озерных моллюск, был приурочен к астийскому ярусу.

Верхний комплекс в котором преобладают псевфито-псаммиты известен под названием «гальки Кындешть» в холмистых внутренних зонах Валахской депрессии и под названием «пластов Фрэцешть» на ее окраинах т. е. в Придунайских областях. Этот верхний комплекс, покрывающий астийский ярус Валахской депрессии теряет свой псевфито-псаммитовый характер только в центральной части Восточно-Румынской равнины.

Он отличается еще тем что от средины к окраинам является разнообразным, становясь все моложе. Надо отметить что с этой точки зрения горизонт называемый «галькой де Кындешть» не обозначает определенного стратиграфического термина, так как он включает образования разного возраста, начиная с предполагаемого доастийского и переходя к астийскому, а затем к виллафранкскому. Однако горизонт названный «страте де Фрэцешть» принадлежит исключительно к Сен-Престианскому времени.

На основании вышеуказанных палеонтологических данных, верхний комплекс можно подразделить на следующие части, расположенные изнутри от холмистой зоны к внешней окрайне т. е. к Придунайской области.

a) Внутренняя часть предгория (холмистая зона) состоит из псевфито-псаммитовой толщи, залегающей непосредственно на долевантийских или нижнеастийских отложениях. Возможно что в этой области данная толща содержит горизонты более древние чем астийский. Этот вопрос остается открытым.

b) На протяжении широкой зоны морфологического контакта холмов с равнинами, как и в центральной части Гетской депрессии, верхний комплекс представлен чередованием гальки с песками, разделенными толстыми слоями глины, он приурочен к виллафранкскому возрасту. В этой области границу между виллафранкскими и астийскими отложениями можно провести вдоль основания последнего псевфито-псаммитового слоя.

c) На окраинах Валахской депрессии т. е. в Придунайской области наблюдаются резкие литологические контрасты между галькой, образующей основание пластов названных «страте де Фрэцешть» и астийскими глинами. Литологический контраст такого рода указывает на стратиграфический пробел, соответствующий виллафранкскому возрасту и неопределенному верхнеастийскому промежутку.



2) В центральной части Восточно-Румынской равнины наблюдается отсутствие псефитовых отложений. Вследствие того что интервал между голоценом и верхним астийским ярусом характеризуется литологическим однообразием и однообразием фауны, здесь до сих пор не было возможности точно определить границу между плеистоценом и плиоценом.

5. Вышеуказанные данные являются доводами в пользу того что часть отложений Гетской депрессии приуроченных до сих пор к левантайскому ярусу, надо отнести к нижнечетвертичному отделу. В связи с определением горизонтов, составляющих левантайский ярус, проработанным проф. Саббой Штефанеску, (в 1897 г.) автор устанавливает границу между плеистоценом и плиоценом у основания среднего псефито-псаммитового горизонта, содержащего *Unio procumbens* FUCHS, это значит что к левантайскому (соответствующему астийскому) ярусу относится только нижний горизонт, содержащий *Unio lenticularis* SAVVA.

По корреляции основанной на параллелизме переходного интервала от третичной к четвертичной системе в южной части Молдавской Советской социалистической Республики и в Гетской депрессии, А. Г. Еберзин установил эту границу у основания верхнего пелитового горизонта содержащего *Unio stefanescui* TOURN.

Однако на основании этой же самой корреляции, К. В. Никифорова и Л. И. Алексеева пришли к заключению что весь левантайский ярус Гетской депрессии надо отнести к плеистоцену.

6. Четвертая и пятая таблицы изображают стратиграфическую схему промежуточного интервала между третичной и четвертичной системами в Гетской депрессии и в особенности в области Восточно-Румынской равнины.

ПОЯСНЕНИЕ К ПРИЛОЖЕННОМУ РИСУНКУ

Литофациальная карта четвертичных отложений в Валахской низмености.

Литологическая легенда: 1, тонкозернистые алеврито-глинистые пески; 2, среднезернистые алевритовые пески; 3, гравий, содержащий от 10—15% песку; 4, осыпи из грубозернистых и тонкозернистых песков; 5, Чередование глин, песков и гравия; 6, границы фациальных областей; 7, литологические границы внутри фациальных областей; 8, предполагаемые изопахиты. Фациальная легенда: I, территории озер и болот; II, материковые, аллювиальные равнины; III, затопленные морем береговые равнины; IV, предгорье; V, суши; VI, горный рельеф.



Institutul Geologic al României

CÎTEVA DATE ASUPRA PROVENIENȚEI IONILOR „BROM“ ȘI „IOD“ DIN LACURILE SĂRATE ALE CÎMPIEI ROMÂNE ORIENTALE

DE

E. LITEANU și A. PRICĂJAN

În secolul trecut s-a semnalat de către numeroși cercetători, în apele lacurilor sărate din Cîmpia română orientală, prezența unor cantități apreciabile de bromuri și ioduri alcaline, fapt care a suscitat un deosebit interes balneo-terapeutic. *

Deși pînă în prezent majoritatea analizelor chimice au pus în evidență existența ionilor Br și I în conținutul salin al apelor acestor lacuri, totuși nu s-au adus încă explicații concludente în legătură cu proveniența lor.

P. PETRESCU (1940) și-a exprimat bănuiala că ionii menționați ar putea exista în cantități minime în compoziția chimică a apelor freatiche din regiune. Totuși, acest autor nu s-a preocupat de raporturile genetice dintre iodurile și bromurile apelor freatiche și acelora din apele lacurilor sărate.

Într-adevăr, autorul citat a afirmat că a renunțat la cercetarea componentelor din apele freatiche care s-ar fi aflat în cantități minimale, întrucît pentru dozarea lor ar fi fost necesară fie recoltarea unor probe voluminoase, fie metode microanalitice.

Cercetările hidrogeologice întreprinse de noi în Cîmpia română orientală ne-au îndreptățit părerea că proveniența ionilor Br⁻ și I⁻ din apele lacurilor ar putea fi explicată pe seama aporturilor de săruri pe calea apelor freatiche.

În scopul de a aduce o contribuție la studiul provenienței ionilor Br⁻ și I⁻ din apele lacurilor sărate, ne-am propus să reconsiderăm datele analitice privind apele freatiche cantonate în malurile lacurilor respective.

În acest scop, alegerea punctelor de prelevare a probelor din apele freatiche a fost făcută în urma unor cercetări hidrogeologice prealabile executate pentru fiecare lac în parte și întemeiată pe următoarele considerente:

a) Punctul de recoltare să fie situat înăuntrul zonei de drenare a apelor freatiche spre lac;



b) Litologia stratului acvifer din acel punct să fie reprezentativă pentru teritoriul de drenare al apelor freatici;

c) Să se evite porțiunile din relieful depresionar al malurilor unde ar fi fost posibile influențe datorite fenomenului de capilaritate.

În aceste condiții, s-au ridicat probe de ape freatici din vecinătatea următoarelor lacuri: Amara, Strachina, Fundata, Jirlău, Ciineni și Lacul Sărăt.

În tablourile 1–6 prezentăm rezultatele analizelor chimice ale apelor subterane analizate de colectivul laboratorului de ape al Comitetului Geologic, condus de GABRIELA PITULESCU, care au fost paraleлизate cu analizele chimice ale lacurilor respective, citate după P. PETRESCU (1940).

Din compararea datelor analitice a reieșit existența unor cantități apreciabile de ioni Br în conținutul salin al apelor freatici. Prezența ionului I a fost semnalată numai ca urme în apele freatici din vecinătatea lacului Ciineni. Ne exprimăm părerea că în cazul cînd am fi recoltat probe mai mari de apă pentru analiză sau s-ar fi folosit metode microanalitice în toate cazurile cercetate, s-ar fi dovedit și prezența acestui ion.

Afirmarea provenienței ionului Br din lacurile citate, pe seama aportului de săruri pe calea apelor subterane, nu se întemeiază numai pe criterii hidrogeologice, ci și pe argumente hidrochimice.

Din acest punct de vedere am cercetat raporturile anionilor Cl, SO₄ și Br, stabilite din compoziția chimică a apelor freatici și a apelor din lacuri (tabl. 7).

Pe baza datelor din tabloul 7, corelate cu cercetările întreprinse de noi, a reieșit că toate aceste raporturi au valori apropiate între ele, în cazul cînd zona de drenare a apelor freatici este limitată la un teritoriu restrîns din vecinătatea imediată a lacului respectiv.

Acesta este cazul lacurilor Amara, Strachina, Fundata și Lacul Sărăt.

Este de așteptat ca atunci cînd drenarea spre lacuri a apelor freatici are loc dintr-un teritoriu mai întins să apară anomalii hidrochimice care să nu mai permită paralelizări între formele echilibrului salin al apelor lacurilor cu cel al apelor freatici.

Sub acest aspect trebuie să fie interpretate valorile divergente pe care le prezintă raporturile hidrochimice referitoare la lacurile Jirlău și Ciineni.

În concluzie, ne exprimăm părerea că proveniența anionilor Br⁻ și I⁻, semnalată în apele lacurilor din Bărăganul de la N de Ialomița, poate fi explicată pe seama drenării naturale a apelor freatici din zonele limitrofe acestor lacuri.

Totodată, reiese că apele freatici chimic nepotabile din acest ținut ar putea să constituie în viitor o preocupare în vederea stabilităților lor terapeutice.



TABLOUL 1

Analizele apelor lacului Amara și ale apelor freatică din zona limitrofă acestuia

Ioni	Analiza apei freatică Executantul analizei: RADU I. Anul 1958				Analiza apei lacului Executantul analizei: P. PETRESCU Anul 1940			
	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.
Clor Cl ⁻	0,0816	4,848	2,3000	5,3	7,3715	25,745	207,904	22,634
Brom Br ⁻	0,0001	0,005	0,0012	—	0,00374	0,013	0,047	0,005
Iod I ⁻	absent	—	—	—	0,00078	0,003	0,006	—
Azotic NO ₃ ⁻	0,0900	5,347	1,4514	3,3	—	—	—	—
Sulfuric SO ₄ ²⁻	0,2058	12,228	4,2846	9,8	11,5854	40,462	241,183	26,135
Bicarbonic HCO ₃ ⁻	0,8418	50,0200	13,8000	31,6	0,7487	2,614	12,272	1,329
Sodiu Na ⁺	0,3252	19,323	14,1379	32,3	6,8017	23,955	295,724	32,203
Potasiu K ⁺ *	—	—	—	—	0,0573	—	1,465	—
Amoniu NH ₄ ⁺	0,0027	0,160	0,1500	0,4	—	—	—	—
Calciu Ca ²⁺	0,0251	1,491	1,2500	2,9	0,1368	0,478	6,828	0,740
Magneziu Mg ²⁺	0,0766	4,551	6,2993	14,4	1,9141	6,685	157,410	17,057
Fier Fe ²⁺	urme	—	—	—	—	—	—	—
Mineralizare totală = 1,6829				Mineralizare totală = 28,60270				

TABLOUL 2

Analizele apelor lacului Jîrlău și ale apelor freatică din zona limitrofă acestuia

Ioni	Analiza apei freatică Executantul analizei: TÎNTILĂ DORINA Anul 1958				Analiza apei lacului Executantul analizei: P. PETRESCU Anul 1940			
	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.
Clor Cl ⁻	0,2074	3,253	5,8500	3,0	0,6130	20,284	17,287	19,673
Brom Br ⁻	0,0016	0,085	0,0200	—	0,00136	0,050	0,017	0,019
Iod I ⁻	absent	—	—	—	0,000048	—	—	—
Azotic NO ₃ ⁻	absent	—	—	—	0,0019	0,068	0,030	0,034
Sulfuric SO ₄ ²⁻	3,8393	60,220	79,9305	42,8	0,5080	16,809	10,574	12,035
Bicarbonic HCO ₃ ⁻	0,4759	7,466	7,8000	4,2	0,9778	32,346	16,087	18,240
Sodiu Na ⁺	1,1753	18,432	51,1043	27,3	0,7795	25,789	33,891	38,568
Amoniu NH ₄ ⁺	0,0009	0,014	0,0500	—	0,0008	0,028	0,044	0,050
Calciu Ca ²⁺	0,3988	6,256	19,9000	10,7	0,0229	0,763	1,143	1,301
Magneziu Mg ²⁺	0,2739	4,297	22,5247	12,0	0,1077	3,568	8,858	10,080
Fier Fe ²⁺	0,0006	0,002	0,0215	—	—	—	—	—
Mineralizare totală = 6,3737				Mineralizare totală = 3,023208				

*) Incl. potasiu prin difer.



TABLOUL 3
Analizele apelor lacului Strachina și ale apelor freatic din zona limitrofă acestuia

Ioni	Analiza apei freatică Executantul analizei: OLIMPIA ALBU Anul 1958				Analiza apei lacului Executantul analizei: P. PETRESCU Anul 1940			
	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.
Clor Cl ⁻	0,2553	23,051	7,2000	20,9	3,3072	30,031	93,292	26,199
Brom Br ⁻	0,0009	0,081	0,0112	—	0,0084	0,076	0,105	0,029
Iod I ⁻	absent	—	—	—	0,0022	0,020	0,017	0,005
Azotic NO ₃ ⁻	0,1400	12,641	2,2577	6,6	—	—	—	—
Sulfuric SO ₄ ²⁻	0,2600	23,420	5,4129	15,8	3,9155	35,548	81,514	22,854
Bicarbonic HCO ₃ ⁻	0,1403	12,668	2,3000	6,7	0,2083	1,891	3,414	0,957
Sodiu Na ⁺	0,0241	2,176	1,0506	3,1	2,5846	23,465	112,373	31,505
Potasiu K ⁺ *)	—	—	—	—	0,0950	0,862	2,429	0,681
Amoniu NH ₄ ⁺	urme	—	—	—	0,0011	0,010	0,064	—
Calciu Ca ²⁺	0,1122	10,309	5,6000	16,3	0,2568	2,331	12,818	3,594
Magneziu Mg ²⁺	0,1278	11,539	10,5098	30,6	0,6160	5,593	50,658	14,202
Fier Fe ²⁺	0,0006	0,054	0,0214	—	—	—	—	—
Mineralizare totală = 1,1075				Mineralizare totală = 11,0148				

TABLOUL 4
Analizele apelor Lacului Sărăt și ale apelor freatic din zona limitrofă acestuia

Ioni	Analiza apei freatică Executantul analizei: OLIMPIA ALBU Anul 1958				Analiza apei lacului Executantul analizei: P. PETRESCU Anul 1940			
	g/kg	% g	mg. echiv.	% echiv.	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.
Clor Cl ⁻	2,2304	30,538	62,9000	27,4	15,0931	22,461	425,684	20,334
Brom Br ⁻	0,0014	0,019	0,0175	—	0,00156	0,003	0,019	0,001
Iod I ⁻	absent	—	—	—	0,0019	0,002	0,015	0,001
Azotic NO ₃ ⁻	0,0440	0,602	0,7095	0,3	—	—	—	—
Sulfuric SO ₄ ²⁻	1,8192	24,900	37,8748	16,5	29,5830	44,022	615,857	9,420
Bicarbonic HCO ₃ ⁻	0,8052	11,020	0,8052	5,8	0,3002	0,447	4,920	0,235
Sodiu Na ⁺	1,7675	24,200	1,7675	33,5	19,6345	29,319	853,670	40,862
Potasiu K ⁺ *)	0,0009	—	—	—	0,0680	—	1,739	—
Amoniu NH ₄ ⁺	—	0,012	0,0009	—	—	—	—	—
Calciu Ca ²⁺	0,4449	6,091	0,4449	9,7	0,4545	0,676	22,645	1,083
Magneziu Mg ²⁺	0,1894	2,592	0,1894	6,8	2,0507	3,052	168,646	8,055
Fier Fe ²⁺	0,0007	0,009	0,0007	—	—	—	—	—
Mineralizare totală = 7,3678				Mineralizare totală = 67,19956				

*) Incl. potasiu prin difer.



TABLOUL 5

Analizele apelor lacului Cîneni și ale apelor freatic din zona limitrofă acestuia

Ioni	Analiza apelor freatic din Executantul analizei: DORINA TINTILĂ Anul 1958				Analiza apelor lacului Executantul analizei: P. PETRESCU Anul 1940			
	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.
Clor Cl ⁻	0,2499	4,447	7,0500	4,3	13,0318	36,128	367,537	30,793
Brom Br ⁻	0,0025	0,044	0,0313	—	0,0025	0,007	0,032	0,003
Iod I ⁻	urme	minim.	—	—	0,00078	0,002	0,006	0,001
Azotic NO ₃ ⁻	absent	—	—	—	0,0008	0,002	0,013	0,001
Sulfuric SO ₄ ²⁻	3,2961	58,657	68,6216	41,5	10,6955	29,652	222,658	18,655
Bicarbonic HCO ₃ ⁻	0,4270	7,598	7,0000	4,2	0,3992	1,107	6,543	0,548
Sodiu Na ⁺	0,9541	16,979	41,4825	25,1	9,3996	26,217	408,670	34,240
Potasiu K ⁺ *)	—	—	—	—	0,0576	—	1,473	0,123
Amoniu NH ₄ ⁺	0,0009	0,016	0,0500	—	0,00074	0,002	0,041	0,003
Calciu Ca ²⁺	0,3797	6,757	18,9500	11,5	0,5069	1,406	25,301	2,120
Magneziu Mg ²⁺	0,2702	4,808	22,2204	13,4	1,9614	5,430	161,304	13,514
Fier Fe ²⁺	urme	—	—	—	—	—	—	—
Mineralizare totală = 5,6192					Mineralizare totală = 36,07107			

TABLOUL 6

Analizele apelor lacului Fundata și ale apelor freatic din zona limitrofă acestuia

Ioni	Analiza apelor freatic din Executantul analizei: GABRIELA PITULESCU Anul 1958				Analiza apelor lacului Executantul analizei: P. PETRESCU Anul 1940			
	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.	g/kg	% g	mg echiv.	% echiv.
Clor Cl ⁻	0,0531	3,827	1,5000	4,3	4,0073	23,887	113,018	21,524
Brom Br ⁻	0,0001	0,007	0,0012	—	0,0088	0,052	0,110	0,023
Iod I ⁻	absent	—	—	—	0,0002	0,001	0,016	0,001
Azotic NO ₃ ⁻	0,0080	0,570	0,1290	—	—	—	—	—
Sulfuric SO ₄ ²⁻	0,1325	9,549	2,7585	7,9	6,5801	39,224	137,003	26,092
Bicarbonic HCO ₃ ⁻	0,7930	57,153	13,0000	37,4	0,7560	4,570	12,391	2,360
Sodiu Na ⁺	0,3382	24,374	14,7071	42,3	4,5871	27,344	199,452	37,988
Potasiu K ⁺ *)	—	—	—	—	0,0743	0,443	1,905	0,362
Amoniu NH ₄ ⁺	0,0013	0,093	0,0750	0,2	0,0002	0,001	0,011	0,002
Calciu Ca ²⁺	0,0160	1,153	0,8000	2,3	0,0240	6,143	1,197	0,228
Magneziu Mg ²⁺	0,0217	1,564	1,7845	5,2	0,7292	4,347	59,969	11,422
Fier Fe ²⁺	0,0006	0,043	0,0214	—	0,0001	0,001	0,004	—
Mineralizare totală = 1,3875					Mineralizare totală = 16,7757			

*) Incl. potasiu prin difer.



TABLOUL 7

Zona	Tipul apei	Cl^- (g/kg)	SO_4^{2-} (g/kg)	Br^- (g/kg)
Lacul Amara	Apă freatică Apă din lac	$\frac{0,0816}{7,3715} = 0,01106$	$\frac{0,2058}{11,5854} = 0,0178$	$\frac{0,0001}{0,00374} = 0,0268$
Lacul Jirlău	Apă freatică Apă din lac	$\frac{0,2074}{0,613} = 0,338$	$\frac{3,8393}{0,508} = 7,6$	$\frac{0,0016}{0,00136} = 1,178$
Lacul Strachina	Apă freatică Apă din lac	$\frac{0,2553}{3,3072} = 0,0771$	$\frac{0,26}{3,9155} = 0,0664$	$\frac{0,0009}{0,0084} = 0,107$
Lacul Sărăt	Apă freatică Apă din lac	$\frac{2,2304}{15,093} = 0,148$	$\frac{1,8192}{29,583} = 0,0617$	$\frac{0,0014}{0,00156} = 0,9$
Lacul Căneni	Apă freatică Apă din lac	$\frac{0,2499}{13,0318} = 0,01915$	$\frac{3,2961}{10,6955} = 0,308$	$\frac{0,0025}{0,0025} = 1,0$
Lacul Fundata	Apă freatică Apă din lac	$\frac{0,0531}{4,0073} = 0,01327$	$\frac{0,1325}{6,58} = 0,0202$	$\frac{0,0001}{0,0088} = 0,01137$

BIBLIOGRAFIE

1. BERNARD L. A. Analiza apelor Lacului Sărăt. *Bul. Min. Dom.* An. I. 1885.
2. DAVILA CAROL. Descrierea proprietăților chimice și terapeutice a apei de la Balta Albă. București, 1873.
3. DUMITRIU V. Analiza apei Lacului Sărăt. *An. Inst. Geol. Rom.* I. București, 1907.
4. DUMITRIU V. Analiza apei Balta Albă. *An. Inst. Geol. Rom.* II. București, 1908.
5. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., BANDRABUR T., SLĂVOACĂ D. Raionarea apelor freaticice potabile și nepotabile din Cîmpia română orientală. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.* I., București, 1956.
6. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., BANDRABUR S., SLĂVOACĂ D. Raionarea hidrochimică a Cîmpiei române orientale și prevederea evoluției solurilor sub influența irigațiilor. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.* I. București, 1956.
7. PETRESCU P. Recherches hidrochimiques dans la Plaine Roumaine. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București, 1940.
8. PONI P. Études sur les minéraux de la Roumanie. *Ann. Scient. Univ. de Jassy.* T. I. Jassy, 1908.
9. SAABNER TUDURI AL. Apele minerale și stațiunile climaterice din România. București, 1906.
10. STURZA M. Die Kochsalzwässer Rumäniens. Wien, 1930.



**QUELQUES DONNÉES SUR LA PROVENANCE DES IONS «BROME» ET
«IODE» DES LACS SALÉS DE LA PLAINE ROUMAINE ORIENTALE**

PAR

E. LITEANU et A. PRICĂJAN

(Résumé)

La majorité des lacs salés de la Plaine roumaine orientale sont caractérisés par une teneur saline élevée, dont la composition comprend des quantités sensibles de bromures et de iodures alcalines.

La provenance des ions Br^- et I^- des eaux de ces lacs n'a pas constitué jusqu'à présent un objet d'étude.

Bâsés sur des arguments hydrogéologiques et hydrochimiques, les auteurs sont arrivés à la conclusion que l'apport de sels dans les eaux des lacs est le résultat des infiltrations des eaux phréatiques, comme effet du drainage naturel.

La présence des ions Br^- et I^- dans la teneur saline des eaux phréatiques des zones limitrophes des lacs a été établie par une série d'analyses chimiques.

**ДАННЫЕ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ИОНОВ БРОМА И ИОДА
В СОЛЕНЫХ ОЗЕРАХ ВОСТОЧНОРУМЫНСКОЙ РАВНИНЫ**

E. ЛИТЯНУ П и А. ПРИКАЖАН

(КРАТКОЕ ИЗЛОЖЕНИЕ)

Большинство соленых озер Восточнорумынской равнины характеризуется большим содержанием солей, в состав которых входят в довольно большом количестве щелочные бромиды и иодиды.

Происхождение ионов Br^- и I^- в водах этих озер до сих пор не было объектом исследований.

На основании гидрогеологических и гидрохимических данных, авторы пришли к заключению что инфильтрация грунтовых вод вследствие естественного стока является причиной появления этих солей в воде озер.

Присутствие ионов Br^- и I^- в соленом составе грунтовых вод из зон граничущих с озерами, было установлено рядом химических анализов.



Institutul Geologic al României

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE ÎN ȚINUTUL DE CÎMPIE DINTRE BUZĂU ȘI IALOMIȚA

DE

A. PRICĂJAN

Ținutul de cîmpie care a format obiectul cercetărilor noastre în campaniile 1953—1954 și 1955 este limitat la N de Subcarpați, rîul Buzău și pîrîul Călmățui, la S de rîul Ialomița, la E de Dunărea dintre confluența Călmățuiului și a Ialomiței, iar la W de o linie N—S, Mizil — Fierbinți.

Teritoriul studiat însumează o suprafață de cca 6000 km² și a fost cercetat detailat pe planuri directoare la scara 1: 20.000.

Pentru interpretarea geologiei și hidrogeologiei, datele observațiilor de teren au fost completate prin foraje de mică adîncime, executate de Secția Foraj-Utilaj de la Serviciul de Hidrogeologie al Întreprinderii de Prospecțiuni.

În vederea studiului hidrochimiei stratului acvifer freatic s-au recoltat cca 300 probe de apă, care au fost analizate de Laboratorul de Ape al Întreprinderii de Prospecțiuni, condus de GABRIELA PITULESCU.

1. CONSIDERAȚII MORFOGRAFICE

Ținutul de cîmpie amintit a fost considerat de unii autori ca făcînd parte din cîmpia Bărăganului. Primul cercetător care sezisează caracterul morfologic al acestui ținut, cu totul deosebit de acela al Bărăganului, a fost EM. DE MARTONNE (12), care îl numește « cîmpile Buzăului », denumire adoptată și de G. VîLSAN (24).

Relieful actual al acestei cîmpii, privit în ansamblu, prezintă un aspect destul de variat. Aspectele caracteristice ale regiunii sunt redate de un relief ridicat în E, un relief proluvial-deluvial la contactul cu Subcarpați, care se continuă spre interiorul cîmpiei cu un relief de puternică aluvionare, apoi un relief eolian în partea nordică a interfluviului Călmățui—Ialomița și, în sfîrșit, un relief de tip mixt între Valea Lata și Ialomița.

Regiunea cercetată de noi face parte din cîmpia din fața Carpaților orientali. În această unitate morfologică, E. LITEANU a separat trei unități, în general paralele cu arcul carpatic și Dunăre și anume: Cîmpia subcolinară, Cîmpia centrală, cu subdiviziunile centrală-internă și centrală externă, și Cîmpia de platformă (10).

În cele ce urmează, vom prezenta rezultatele cercetărilor noastre succesiv, în raport cu aceste subunități morfologice (pl. I).

Cîmpia subcolinară, în limitele regiunii cercetate de noi, se prezintă ca o cîmpie înaltă, care însotește marginea externă a Subcarpaților, avînd aspectul unei trepte ce domină întreg ținutul de cîmpie. Limita internă a acestei cîmpii, la E de rîul Buzău, se menține între curbele hipsometrice de 240—260 m, iar la SW de acest rîu între 160—190 m. Extensiunea sa dinspre cîmpie este marcată de o ușoară ruptură de pantă, care poate fi urmărită în dreptul localităților: Mizil, Clondiru, Stîlpu, Buzău, precum și de cursul rîului Buzău, în aval de orașul Buzău, pînă în punctul de dispariție a teraselor.

În cadrul Cîmpiei subcolinară, se constată existența a două regiuni distințe: regiunea de la NE de rîul Buzău și regiunea dintre rîul Buzău și Cricovul Sărăt.

La NE de Buzău se dezvoltă o cîmpie înaltă, care face ca trecerea de la Subcarpați spre cîmpie să se facă foarte lent, fără rupturi de pantă pronunțate. Lipsa unui relief minor accentuat dă acestei cîmpii un caracter uniform, cu o ușoară înclinare spre SE. Singurul curs de apă cu existență permanentă este Cîlnăul, care intersectează transversal această cîmpie.

Regiunea de cîmpie subcolinară, care se dezvoltă la SW de rîul Buzău, prezintă o morfologie distinctă: În timp ce la NE de rîul Buzău asistăm la o trecere gradată de la Subcarpați la această cîmpie, regiunea de la SW se caracterizează prin existența unui contact morfologic clar, aspect care poate fi urmărit spre W pînă în dreptul văii Cricovului.

Cîmpia de platformă. Trecînd la părțile cele mai estice ale ținutului cercetat, adică la Cîmpia de platformă, am considerat că această unitate morfologică este delimitată spre interior de cursul inferior al văii Lata (Strachina) și apoi de o linie ce ar trece la E de localitățile Murgeanca, Cioara-Doicești și Însurăței. Într-adevăr, imediat la E de această linie se profilează un relief care domină net cîmpile înconjurătoare, sub forma unei măguri înguste, alungită N—S și care, prin caracterul său izolat, pare să reprezinte un martor dintr-un vechi ținut înalt, în prezent erodat. Punctele cele mai înalte ale acestei măguri alungite, denumită Nasul Mare și Nasul Mic, prezintă o altitudine relativă de cca 20 m în raport cu cîmpia dinspre W. Această altitudine relativă însănsinată constituie



un argument care vine în sprijinul afirmării caracterului genetic mai înainte menționat. La exteriorul acestui martor de eroziune se constată prezența terasei joase și a luncii Dunării. Părțile cele mai nordice ale pînjenului sănt mai greu observabile morfologic, fiind îngropate într-un puternic relief eolian.

Cîmpia centrală. Între Cîmpia subcolinară și Cîmpia de platformă, descrise mai sus, se interpune o regiune vastă, denumită Cîmpia centrală. Particularitățile sale morfologice și hidrogeologice, condiționate de procesele neotectonice, care au acționat în mod diferit pe întinsul acestei cîmpeii, au obligat separarea Cîmpiei centrale într-o cîmpie centrală internă și o cîmpie centrală externă (10).

Cîmpia centrală internă are aspectul unui vast ținut depresionar, care însoțește marginea externă a Cîmpiei subcolinară.

Această cîmpie din limitele ținutului cercetat de noi se extinde începînd din depresiunile Mizil și Urziceni la W, unde are cea mai mare lățime, și se continuă spre N și NE prin depresiunea de la Movila Banului și zona de divagare a rîului Buzău, unde se îngustează considerabil. Limita sa externă este marcată de lunca Sărății și a Călmățuiului, în cursul său superior. În cîmpia amintită, mișcările de subsidență de la finele Cuaternarului s-au manifestat foarte activ, fapt pus în evidență de o încercare a luncilor și teraselor sub aluviuni recente, la intrarea rîurilor în acest vast ținut depresionar, precum și de apariția liniei continue de izvoare Fulga — Clondiru — Stîlpu și zona de izvoare a Călmățuiului.

Limita dintre Cîmpia subcolinară și Cîmpia internă are un traseu sinuos, determinat pe de o parte de pătrunderea zonelor depresiunare spre Cîmpia subcolinară și pe de altă parte de pătrunderea Cîmpiei subcolinară spre Cîmpia centrală internă. Astfel, la Mizil, regiunea de cîmpie depresionară pătrunde mai adînc spre Subcarpați, pe cînd în ținuturile situate la NE de Buzău se remarcă o avansare a Cîmpiei subcolinară spre SE. Această avansare inegală a Cîmpiei centrale interne către Subcarpați a fost pusă în legătură cu o inegală acțiune a proceselor neotectonice.

Cîmpia centrală externă, în ținutul cercetat de noi, este reprezentată prin interfluviul Călmățui — Ialomița. La N de rîul Ialomița se dezvoltă un ținut dominat de cîmpia Bărăganului la S și de resturile cîmpiei de platformă la E. Profilul morfologic al acestei regiuni indică o ușoară înclinare N—S și în același timp E—W.

Caracterul plan al cîmpiei este deranjat de un relief eolian, care apare pe jumătatea nordică a interfluviului. Relieful de dune urmărește, pe o fâșie de cca 20 km, malul drept al Călmățuiului, pînă la intrarea acestuia în lunca Dunării. Orientarea generală a dunelor este NNE—SSW. Astfel, apar o serie de coame alungite pe această direcție, avînd între ele depresiuni, de asemenei alungite. Relieful

eolian are un caracter mai accentuat în părțile mai apropiate de Călmățui, pierzind din intensitate pe măsura înaintării spre S, unde formele morfologice pozitive sănt mai rare. În părțile cele mai sudice ale zonei de dune apar o serie de arii depresionare, cu forme neregulate, pe majoritatea cărora s-au instalat lacuri de stepă. Astfel, există luncă Marian, luncă Ciocile, lacul Pleașcu, lacul Colțea și lacul Tătaru (pl. B., fig. 5).

În general, dunele de pe acest interfluviu sănt fixate, cu excepția unor dune active ce apar la S de Rușetu, în apropierea gării Căldăraști, raionul Pogonele (pl. B, fig. 1, 3)..

În părțile sale estice, Cîmpia centrală externă este separată în două raioane morfologice distincte, de către V. Lata. În timp ce la N de V. Lata am descris un relief characteristic eolian, la S de aceasta se întinde un cîmp aproape orizontal, care coboară cu o pantă lină spre Ialomița. Numeroasele crovuri dau un aspect de alocuri ondulat acestei cîmpe plane.

ASPECTE MORFOGRAFICE ÎN LEGĂTURĂ CU REȚEAUA HIDROGRAFICĂ

În aval de Sapoca (limita regiunii studiate), rîul Buzău prezintă două nivele de terasă, care urmăresc mai mult sau mai puțin actualul curs al rîului.

Terasa inferioară, care se dezvoltă pe ambele maluri ale Buzăului, urmează fidel cursul acestuia pînă la dispariția sa. Vom vedea însă că nu același lucru se petrece cu terasa înaltă.

Terasa din stînga Buzăului se dezvoltă în amonte de orașul Buzău, ca o unitate morfologică bine conturată, continuă, cu o ușoară înclinare spre SE. În unele puncte, podul terasei este marcat de prezența unor conuri de dejecție, generate de rigolele săpate în treapta morfologică superioară ei. În aval de oraș, acest nivel apare numai sub forma unor pete ce izolate și înguste. Astfel, menționăm petecul de terasă de la Atîrnăți și petecul de la Ciocîrlia.

În dreptul comunei Săgeata, terasa inferioară dispără și rîul își schimbă direcția spre NE, intr-o curgere meandrată, pe o luncă largă, fără o limită morfologică precisă, mai ales pe malul drept.

Corespondentul acestei trepte morfologice pe malul drept al Buzăului are o lărgime ce nu poate fi precizată întrucît această treaptă se pierde gradat în cîmpia depresionară. Asistăm aici la un fenomen foarte frecvent în întreaga cîmpie internă, cînd podul unei terase trece neobservabil la un cîmp depresionar. În aval de orașul Buzău, terasa este modelată de numeroase belciuge care întrerup continuitatea acestui nivel morfologic. În dreptul comunei Tăbărăști, un martor de eroziune din această terasă este înconjurat de o serie de belciuge ocupate de ape stagnante, care la viiturile mari creează o legătură aproape continuă între



lunca Buzăului și zona izvoarelor Călmățuiului. De altfel, acest martor de eroziune este ultima apariție spre S a terasei inferioare.

Terasa superioară din stînga Buzăului apare ca o unitate morfologică mai slab individualizată, cu un caracter mai evoluat, datorită înecării sale sub depozitele deluviale-proluviale, care fac ca trecerea de la terasă la cîmp să se facă neobservabil.

Corespondentul acestui nivel în dreapta rîului are o dezvoltare mai restrînsă, sub forma unei fîșii care urmărește mai mult dealurile Nîșcovului decît cursul actual al Buzăului. Limitele sale sunt mult mai bine conturate începînd de la valea Teacului și pun în evidență caracterul său genetic de treaptă suspendată. Spre S, terasa poate fi urmărită pînă în dreptul comunei Zorești, unde se pierde, fiind acoperită de glacisul subcolinar.

Pîrîul Călmățui izvorăște în plină cîmpie, din depresiunea largă de la SW de Buzău. Din această depresiune cu caracter de luncă, dintr-o serie de izvoare disseminate pe întreaga suprafață a acestei cîmpii, Călmățuiul adună un fir neînsemnat de apă, ce-l îndreaptă către o luncă largă de cîțiva km. În timp ce această luncă are spre W un taluz bine definit, începînd de la șoseaua Mizil – Buzău, taluz ce crește în înălțime pe măsură ce avansăm spre SE, limita estică a luncii începe să se contureze abia în dreptul comunei Maxenu. Această luncă, ce atinge 2–3 km, se îngustează brusc la Caragele, avînd o lățime de numai cîteva sute de metri (pl. B, fig. 4). De la Caragele spre E, limita stîngă a luncii este din ce în ce mai greu de stabilit. Tot ținutul care se întinde la N de Călmățui pare o întinsă zonă depresionară, cu o ușoară înclinare spre albia pîrîului. Ne aflăm aici într-o luncă comună Buzău–Călmățui, a cărei suprafață plană este deranjată de numeroase văi, în majoritate uscate tot timpul anului și care la viitorile mari ale Buzăului dirijează o parte din apele acestuia spre lunca Călmățuiului (Buzoiele). Lunca propriu-zisă a Călmățuiului nu prezintă o suprafață absolut orizontală. Șesurile întinse, acoperite de sărături, sunt întrerupte pe alocuri de grinduri sau de martori de eroziune din cîmp. Se observă de asemenea în anumite locuri că partea luncii mai apropiată de pîrîu este mai înaltă decît restul luncii. Pe toată lungimea sa, cu excepția unui petec de terasă la Albești, lunca ia contact nemijlocit la S cu cîmpul înalt. Între localitățile Costești și Băloaia, pîrîul Călmățui prezintă un petec de terasă al cărei pod este deranjat de un puternic relief de dune ce se continuă de pe interfluviul Călmățui – Ialomița.

Pîrîul Sărata intră în cîmpia subcolinară la comuna Gura Sărătii și sapă pereți verticali de 8–12 m, pînă în dreptul comunei Clondiru (pl. A, fig. 1–3). De aici, în aval, taluzele văii scad treptat pînă în momentul cînd Sărata intră într-o largă cîmpie depresionară din cadrul cîmpiei centrale interne, unde difluează într-o serie de pîraie, care rătăcesc pe o luncă neobișnuit de largă, acoperită de mlaștini. În această depresiune primește ca affluent Leaotul, care apare în cîmpie,

ca un fir de apă neînsemnat, în dreptul comunei Lipia și se îndreaptă spre cîmpia depresionară care se dezvoltă la E de Stîlpu. În partea sa vestică, Lunca Leaotului este delimitată de un taluz de 8 m, în timp ce taluzul din stînga luncii este mai greu de descifrat. În acest punct, lunca Leaotului este separată de luncă Călmățuiului printr-un pinten al interfluviului Călmățui—Ialomița, care înațează spre N. În dreptul comunei Movila Banului, Sărata și Leaotul se întîlnesc într-o luncă comună, al cărei caracter depresionar apare în mod foarte evident.

Urmărind cursul Sărății spre S, observăm mai întîi o îngustare a luncii după ieșirea din cîmpia depresionară de la Movila Banului și apoi o dezvoltare din ce în ce mai mare a acesteia, pe măsură ce înațează spre centrul de colectare al apelor din depresiunea Urziceni, atingînd la Rădulești o lățime de cca 2 km. În dreptul comunei Mihăilești, valea Sărății prezintă un nivel local de terasă, care altimetric ar putea fi echivalent cu terasa din stînga Ialomiței.

Rîul Ialomița, care limitează la S regiunea studiată, intră în acest ținut prin depresiunea Urziceni. Între Urziceni și lunca Dunării, rîul Ialomița prezintă o luncă largă de cîțiva km, care, prin faptul că în mare parte este împădurită, pierde caracterele unui ținut de stepă. Acest rîu, după ceiese din « Cheia » de la Dridu, rătăcește în meandre largi în lunca de la Urziceni. Aceasta, în timp ce la Urziceni are o lățime de 8—9 km, se îngustează treptat, pe măsură ce părăsește această depresiune, ajungînd la o lățime de 5—6 km, lățime ce și-o păstrează pînă în dreptul comunei Orboești. Începînd din acest punct, lunca are o lățime de abia 2 km, care se menține pînă în aval de Perieți, unde începe să reprimească lățimea de 4—5 km, care se păstrează la racordarea cu lunca Dunării. Limita dreaptă a luncii, pe întreaga sa lungime, cu excepția terasei din fața podișului Hagieni, ia contact nemijlocit cu cîmpul înalt al Bărăganului. Malul stîng al acestei lunci este mai puțin înalt decît cel drept și coboară neobservabil spre Ialomița, dînd profilului transversal un caracter asimetric.

În timp ce malul drept al Ialomiței, în aval de Urziceni, se caracterizează prin absența teraselor, cu excepția terasei de 7 m, care apare sub forma unui petec de la E de podișul Hagieni, pe o mare lungime a malului stîng cursul Ialomiței este însoțit de un nivel de terasă care începe să se contureze în dreptul comunei Malu. De aci spre E urmărește fidel malul stîng al Ialomiței și se racordează cu terasa joasă a Dunării.

Terasa din stînga Ialomiței, și în parte cîmpul ce o domină, sînt fragmentate de o serie de văi afluente Ialomiței. Caracteristică acestor văi este apariția, în părțile mai apropiate de confluență, a unor lacuri ce se însiră cu regularitate între Urziceni și Tăndărei. Dintre acestea, mai importante sînt: Cotorca, Crunți-Fundata, Sărătuica, Ezerul și Lata (Strachina). Singura vale dintre cele menționate, ce are un bazin hidrografic mai important, este Lata, care are un curs E—W, pînă

la limita cîmpiei de platformă, unde se abate printr-un cot pronunțat spre S. Înainte de a ajunge la Strachina, V. Lata prezintă un profil morfologic asimetric, cu malul drept abrupt și înalt, iar cel stîng mult mai coborît, ceea ce ne amintește de profilul asemănător al Călmățului și Ialomiței.

Interesant este faptul că această vale, în cursul său inferior, este însorită de o terasă care se racordează cu aceea a Ialomiței.

D u n ă r e a , ce limitează regiunea studiată în părțile sale estice, prezintă pe malul stîng o terasă joasă, cunoscută în literatură sub denumirea de terasa Mihai Bravul. Pe o bandă ce înconjoară marginea terasei spre lunca Călmățuiului și a Dunării se constată un relief vălurit, probabil de origine eoliană, care contrastează cu relieful aproape plan dinspre interiorul acestei terase.

3. CONSIDERAȚII GEOLOGICE

Regiunea nefiind cunoscută din punct de vedere al geologiei de adîncime, ne vom rezuma să facem cîteva observații de ordin cu totul general.

O analiză a forajelor de adîncimi relativ reduse ne îndrîtuște să considerăm că zona vestică a acestei cîmpii din cadrul cîmpiei centrale, și în special din cadrul cîmpiei centrale interne, este foarte afundată, spre deosebire de zona din E, din cadrul cîmpiei de platformă și a ținuturilor învecinate, în care procesul de subsidență a fost mai puțin accentuat. Astfel, la Slobozia, Levantinul a fost întîlnit la adîncimea de 142 m sub pietrișurile de Frătești, iar la Viziru, la adîncimea de 49,20 m, sub același orizont.

Pe de altă parte, menționăm că la Mizil, deci în cuprinsul cîmpiei centrale interne, s-a executat un foraj pînă la adîncimea de 500 m, iar după probele examineate de noi, a reieșit că Pliocenul nu a fost atins.

O altă caracteristică a ținutului dintre Buzău și Ialomița este că, în general, el este mai afundat decît regiunea de cîmpie de la S de Ialomița. Într-adevăr, la S de acest rîu, Pliocenul a fost întîlnit la cote relativ ridicate, astfel încît, pe baza unor foraje de adîncime mijlocie, a fost posibilă întocmirea unei hărți structurale a suprafeței-limită Cuaternar/Terțiar (11).

În forajele care s-au executat în părțile nordice ale interfluviului Călmățu-Ialomița și care au avansat în general pînă la adîncimi similare, talpa forajelor a fost oprită probabil în depozitele pleistocen-superioare. Pietrișurile de Cindești, ce acoperă formațiunile levantine și care au o largă dezvoltare în cuprinsul cîmpiei subcolinare, lipsesc pe anumite zone din această cîmpie. În Subcarpații dintre Cricovul Sărat și Nișcov, am întîlnit aceste pietrișuri numai într-un profil la Gura Sărății. Este probabil ca ele să fie erodate și transportate către zonele de cîmpie. La E de Nișcov, pietrișurile de Cindești primesc o mai mare răspîndire. Astfel, aluviuile rîului Buzău se află situate direct peste aceste pietrișuri.



torențiale. Un foraj executat la Simileasca, după ce la adâncimea de 17,30 m traversează aluviunile Buzăului, pînă la adâncimea de 62,50 m avansează în orizontul Pietrișurilor de Cîndești. Forajele din cuprinsul cîmpiei centrale interne și din partea nord-vestică a cîmpiei centrale externe, executate la Urziceni, Mizil, Cireșul, Cilibia, Grindași și Pogoanele, nu au întîlnit aceste pietrișuri. Pietrișurile torențiale apar în forajele executate pînă în prezent abia în dreptul localităților Perieți (75,50 m) și Slobozia (45,50 m). Pietrișurile de Cîndești, care am văzut că au o largă dezvoltare în Cîmpia subcolinară, trec lateral spre Vorland, la un nivel stratigrafic superior, denumit « pietrișurile de Frătești », atribuite de E. LITEANU părții superioare a Pleistocenului inferior (7). Pietrișurile torențiale de la Perieți și Slobozia aparțin probabil acestui orizont. Stratele de Frătești au o mare dezvoltare în cuprinsul cîmpiei de platformă la gura Ialomiței (28 m), Luciu (20,50 m), Stăncuța și Viziru (19,30 m).

Accentuarea procesului de subsidență în Pleistocenul mediu a condiționat acumularea unor materiale mai fine reprezentate prin argile. Aceste argile, descrise și orizontate la S de Ialomița (6) în cuprinsul regiunii studiate de noi, au fost întîlnite numai în forajul de la Urziceni pînă la adâncimea de 200 m.

Am văzut mai sus că majoritatea forajelor executate la N de Ialomița pînă la adâncimea de 30 m s-au oprit într-un orizont de nisipuri care formează pe anumite fîșii de pe malul drept al Călmățuiului, cuvertura acestei regiuni. Acest orizont este reprezentat prin nisipuri mărunte necoezive, galbene, ruginii, cenușii, pe măsură ce ne apropiem de suprafață. Forajele executate la Grindul, Grindași, pe Valea Lată, la Grivița și Dumitrești, precum și în lunca Marianu (comuna Ciocile) indică prezența în aceste nisipuri a unor intercalații de argile compacte, cenușii-vinete.

În părțile sudice ale interfluviului Călmățui—Ialomița, aceste nisipuri sunt acoperite de o cuvertură subțire de depozite prăfos-nisipoase, cu aspect loessoid. Este caracteristic faptul că aceste depozite loessoide au o trecere gradată spre nisipurile de la baza lor, devenind din ce în ce mai nisipoase.

Față de cele de mai sus, observăm că interfluviul Călmățui—Ialomița din cadrul cîmpiei centrale externe poate fi separat, din punct de vedere litologic, în două raioane: raionul situat la N de Valea Lată, unde apar la zi nisipuri și unde depozitele loessoide au o foarte mică dezvoltare, mai ales sub formă de petece, și regiunea situată la S de Valea Lată, unde depozitele loessoide formează cuvertura cîmpiei, fapt evidențiat și de prezența numeroaselor crovuri. De asemenea, forajele executate pe terasa din stînga Ialomiței indică o grosime de 7—10 m a depozitelor prăfoase cu aspect loessoid. În orice caz, aceste depozite prăfoase trebuie raportate unor depunerii subrecente, probabil printr-o transportare a lor din interiorul interfluviului către rîul Ialomița.



Formațiunile cuaternare cele mai noi din cuprinsul ținutului studiat le constituie depozitele aluvionare ale teraselor, luncilor și ținuturilor largi de aluvionare de la contactul morfologic cu Subcarpații.

La capitolul de morfografie am arătat extinderea și aspectul teraselor din cuprinsul acestei regiuni. În cele ce urmează vom face cîteva precizări asupra constituției geologice a acestor terase și a luncilor respective.

L u n c a B u zău l u l i, în zona orașului Buzău, prezintă o mare grosime a aluviunilor. Profilul unui foraj executat la Simileasca, în lunca acestui rîu, arată o grosime de 24 m a aluviunilor constituite din nisipuri grosiere, cu pietrișuri și bolovănișuri. Forajul executat la Simileasca pînă la adîncimea de 62,50 m evidențiază faptul că aluviunile acestui rîu se află situate direct peste Pietrișurile de Cîndești. Astfel, forajul executat în lunca acestui rîu, mai în aval, în dreptul comunei Bentu, indică o grosime de 16 m a acestor aluviuni.

T e r a s a i n f e r i o a ră a rîului Buzău prezintă la partea superioară un praf nisipos necoeziv, pe o grosime de 1,50 m, sub care se află un nisip grosier (1,20 m) și apoi o argilă cenușie-vînătă, ușor nisipoasă (1 m). Această alternanță de prafuri, nisipuri și argile este urmată la bază de nisipuri cu pietrișuri și bolovănișuri.

T e r a s a i n a l tă a rîului Buzău prezintă următoarea succesiune litologică:

- 6,80 m, material prăfos-nisipos;
- 0,40 m, material cineritic galben-brun;
- 1,00 m, material prăfos-nisipos;
- 0,80 m, nisip mărunt cenușiu-galben, cu intercalări de pietrișuri constituite exclusiv din calcare;
- 1,00 m, pietrișuri și bolovănișuri;
 - argilă compactă cenușie.

Materialul cineritic este constituit în preponderență din fragmente caracteristice de sticlă vulcanică, acidă, neregulată ca formă, cu tuburi capilare, ce închid uneori bule de aer.

Pîrîul Călmățu i, deși izvorăște în plină cîmpie, prezintă o dezvoltare relativ mare a aluviunilor.

Forajele executate la Cireșu și Însurăței indică, în jurul adîncimii de 14,5 m, aluviuni grosiere, constituite din nisipuri și pietrișuri. Pînă la adîncimea de 14,50 m, profilul geologic al depozitelor de luncă indică prezența unor aluviuni mai fine, constituite din alternanțe de argile și nisipuri.

Prezența unor aluviuni grosiere în lunca Călmățuului este un indiciu în plus că rîul ce a aluvionat această luncă nu a putut fi Călmățuul de azi, ce izvorăște în cîmpie, ci un rîu ce avea posibilitatea să transporte spre cîmpie material carpatic.



Lunca Sărății prezintă o grosime mai redusă a aluviunilor. Un foraj executat în localitatea Glodeanu Sărăt indică următoarea succesiune litologică:

- 7,20 m, nisipuri argiloase;
- 0,80 m, nisipuri groși și pietrișuri;
- 1,95 m, argilă plastică cenușiu-vînătă;
- nisipuri argiloase slab coeziive.

Caracterul de aluvionare al pîrîului Sărăt poate fi observat și în prezent în depresiunea dintre Clondiru și Movila Banului (pl. A, fig. 1—3). Astfel, în zona de trecere peste cîmpia subcolinară, pîrîul Sărata exercită o puternică acțiune de eroziune a nisipurilor și pietrișurilor din versanți, pe care-i transportă și depune începînd din estul localității Clondiru.

În aval de confluența acestui pîrîu cu Chighiul, aluviunile groși dispar total de pe suprafața luncii actuale, fiind înlocuite de aluviuni prăfoase.

Lunca Ialomiței prezintă o grosime relativ mare a aluviunilor vechi. Un profil geologic al depozitelor aluvionare din această lunca indică următoarea succesiune:

- 0—13,70 m, aluviuni nisipoase, constituite din nisipuri fine ce trec spre bază la nisipuri groși;
- 13,70—19,60 m, nisipuri groși și pietrișuri.

Acțiunea de aluvionare cu material grosier s-a produs numai în zonele din amonte ale luncii; astfel, unelte foraje executate în aval de Misleanu nu au întîlnit aluviunile vechi reprezentate prin pietrișuri. Forajul, după ce a străbătut nisipurile groși, a intrat direct în depozitele argiloase ale Pleistocenului mediu.

Aluviunile recente au o foarte mare extindere în cuprinsul Cîmpiei subcolinare și a Cîmpiei centrale interne. Mergînd de la W spre E, se observă în primul rînd o vastă cîmpie de aluvionare în cîmpia depresionară dintre Mizil și Stîlpu. După E. PROTOPOPESCU-PACHE (21), regiunea cîmpului dintre Teleajen și Buzău a suferit în două rînduri aluvionări puternice de material coluvionar mărunt, în legătură cu mișcările tectonice ale Cîmpiei Romîne.

4. CONSIDERAȚII MORFOGENETICE

În urma acțiunii de adîncire provocată de rețea hidrografică actuală, vechile suprafete sunt fragmentate într-o serie de interfluvii, care, prin acțiunea de eroziune și sedimentare alternativă a rîurilor și apelor de șiroire, precum și prin manifestarea în anumite zone a unor intense procese eoliene, au primit caractere noi, atât ca formă, cât și ca structură. De asemenea, procesele neotec-



tonice, manifestate prin puternice acțiuni de subsidență, au adus o contribuție esențială în modificarea reliefului.

Zonele largi de aluvionare amintite în zona de divagare a Buzăului își au originea într-o deplasare treptată a râului Buzău de la W spre E, ca un rezultat al proceselor neotectonice. Acest fenomen evidențiază faptul că ținutul de la W și S de rîul Buzău, situat la exteriorul cîmpiei subcolinare, se prezintă ca o regiune în care mișările de subsidență s-au manifestat foarte activ la sfîrșitul Cuaternarului. Continuarea fenomenului și în Actual poate fi desprins din evoluția rețelei hidrografice, care a condiționat aspectul morfologic specific al acestei regiuni. Deplasarea spre E a zonei depresionare s-a manifestat prin atragerea din ce în ce mai spre E și NE a Buzăului.

Într-adevăr, se constată în primul rînd că cursul inițial al Buzăului din epoca terasei superioare, apreciat după direcția contactului morfologic dintre această treptă și cîmp, a fost dirijată către SW. E. PROTOPOPESCU-PACHE a observat încă din trecut această direcție inițială spre SW a Buzăului (21).

Direcția cursului actual al Buzăului este deplasată, față de cursul inițial al acestui rîu, cu cca 90° spre W.

Teritoriul cuprins între cursul vechi și cursul actual al Buzăului reprezintă o zonă de divagare pe direcții nehotărîte, pe care le-a avut succesiv acest rîu.

Tinutul depresionar de la SW de Buzău, în care terasa inferioară se îneacă în aluviuni recente, petecul izolat din terasa inferioară de la Tăbărăști, numeroasele belciuge săpate în terasa joasă dintre Buzău și izvoarele Călmățuiului, confirmă cursul pendulatoriu al Buzăului din această zonă.

Una din direcțiile de curgere a Buzăului a fost pe valea Călmățuiului. În acest sens pledează existența unei lunci foarte largi, petecul de terasă inferioară de la Albești a Călmățuiului, cît și prezența unor depozite aluvionare psefítice groase, care n-ar putea fi generate de un fir de apă neînsemnat, cum este actualul Călmățui.

Valea Sărății a fost considerată de o serie de cercetători mai vechi ca reprezentând un vechi curs al Buzăului (16—24). În sprijinul acestei ipoteze ar putea să vină faptul mai înainte menționat că Buzăul a avut inițial un curs dirijat spre SW, după cum a reieseț din studiul terasei superioare din dreapta rîului.

Prin cercetările noastre nu a fost posibil să aducem noi argumente în sprijinul acestei ipoteze. Dimpotrivă, îngustimea relativă a luncii pe unele sectoare ar părea să vină în contradicție cu existența anterioară, pe această vale, a unui curs de apă important. Ne exprimăm părerea că dacă Buzăul din epoca terasei superioare a curs pe această vale, urmele acestui curs trebuie să fie în prezent înecate complet în aluviunile recente care s-au acumulat în ținuturile depresionare ale cîmpiei interne.



Noi înclinăm să afirmăm că valea Sărății aparține sistemului de văi al Ialomiței, care are un curs recent pe sectorul din aval de Coșereni. Este însă posibil ca valea Sărata să fi moștenit direcția unui vechi curs al Buzăului.

O evoluție asemănătoare cu ținutul depresionar de la SW de Buzău prezintă și depresiunea Urziceni. În acest punct, deplasarea spre E a unei zone depresio-nare s-a manifestat prin acțiunea de captare a Ialomiței de către depresiunea Urziceni, fenomen pus în evidență prin formele noi de eroziune din zona Fier-binți—Dridu. Se pare că acțiunea de subsidență din partea de W a regiunii studiate se găsește în Actual localizată în depresiunea Urziceni, care constituie un centru de colectare a apelor dintr-un vast bazin hidrografic.

Partea de cîmpie centrală externă din ținutul studiat de noi poate fi separată din punct de vedere morfogenetic în două regiuni distințe. În jumătatea nordică a interfluviului Călmățui—Ialomița am descris o predominantă a depozitelor nisipoase, iar în partea de S a acestui interfluviu o mare dezvoltare a depozitelor prăfoase. Forajele executate de noi în regiune arată că depozitele loessoide ce se dezvoltă în S nu trec la N de linia văii Lata, întrucât sub nisipurile descrise în această regiune nu s-au găsit intercalații de depozite loessoide. Forajele execu-tate în această parte a interfluviului indică existența unor bancuri groase de nisipuri necoezive.

Caracterul litologic specific al acestor două zone le-a imprimat și caractere morfologice distințe: la N — dune, la S — crovuri.

Din punct de vedere al geneticei reliefului din zona de nisipuri, se constată existența a trei tipuri.

Pe o bandă relativ îngustă, la S de Călmățui, se constată existența unui relief vălurit, creat prin culuare de deflație. Acțiunea eoliană a săpat o serie de forme negative alungite pe direcția N—S, prin antrenarea nisipurilor din fundiment.

La S de această zonă s-au acumulat nisipurile antrenate din culuarele de deflație săpate în depozitele psamitice din fundiment, creând forme pozitive de relief eolian.

Imediat la marginea de S a zonei de acumulare eoliană se constată din nou prezența unor procese de deflație care au creat depresiuni largi circulare, în unele din ele instalîndu-se lacuri de stepă acumulate pe seama stratului acvifer freatic și a precipitațiilor atmosferice, (pl. B, fig. 5).

În cîmpul de la N de Ialomița se constată existența unei rețele hidrografice colmatată și în curs de colmatare. Particularitățile acestei rețele hidrografice constau în apariția unor lacuri comparabile cu limanurile fluviatile, la confluența văilor cu rîul colector. Acest fenomen a fost explicat de G. MURGOȚI (13) printr-o barare a văilor afluente, ce s-a produs prin aluvionările rîului colector.

E. LITEANU (10) precizează că apariția limanurilor fluviatile nu se constată decât la văile ce-și au originea în cuprinsul cîmpiei, ca un rezultat al proceselor



neotectonice. Acest cercetător observă că văile din cîmpie care au originea în Subcarpați au avut la finele Holocenului inferior un talveg adîncit cu 15—20 m sub nivelul luncii actuale. Forajele executate în luncile Argeșului, Dîmboviței, Ialomiței și Buzăului au dovedit existența unor aluviuni psefítice groase, peste care urmează depozite psamitice din ce în ce mai fine către suprafață. Aceste caractere litologice îndreptătesc ipoteza că după o perioadă în care rîurile s-au adîncit puternic, în Holocenul superior s-a manifestat un proces de subsidență, datorită căruia vechile talveguri au fost treptat colmatate cu aluviunile transportate din ținuturile de Orogen tînăr, în care rîurile și-au păstrat încă acțiunea de eroziune.

Rețeaua de văi din cîmpie afluente văilor colectoare a apărut probabil în epoca în care talvegurile rîurilor colectoare se găseau la cotele cele mai cobește. Trebuie deci să admitem că acești afluenți prezintau în cursul lor inferior cote ale talvegului analoage cu cele ale rîului colector din punctul de confluență. Procesul de subsidență manifestat în Holocenul superior în cîmpie a interesat însăși întreaga rețea hidrografică a văilor ce își au originea în cîmpie, din cauza acestea au trecut la un regim matur, în care procesele de acumulare a aluviunilor au devenit foarte lente.

Apariția limanurilor fluviatice a fost cauzată deci de o grosime egală a aluviunilor, depuse pe de o parte de rîul colector și pe de altă parte de afluenți în zonele de confluență.

Încercind a verifica aceste ipoteze, am făcut următoarele constatări: din forajele executate în lunca rîului Ialomița pe sectorul Urziceni—Slobozia a reiesit că aluviunile cele mai vechi ale acestui rîu sunt constituite din pietrișuri și nisipuri depuse peste argile sau nisipuri argiloase. Limita dintre aceste aluviuni și depozitele mai vechi care iau parte la alcătuirea cîmpiei poate fi desprinsă cu claritate din datele de foraj. Această limită, care reprezintă adîncimea maximă a talvegului rîului Ialomița, a fost întîlnită la cote din ce în ce mai cobește spre E, după cum reiese din tabelul de mai jos.

Din acest tabel se poate constata că adîncimea maximă a talvegului Ialomiței din epoca luncii variază între 15—24 m. Pe sectorul Urziceni—Slobozia, panta

Localitatea	Cota actuală a luncii	Cota vechiului talveg al Ialomiței din epoca luncii
Urziceni	+51 m	+36 m
Munteni-Buzău	+38 m	+19 m
Misleanu	+28 m	+ 6 m
Perieți	+27 m	+ 3 m
Slobozia	+25 m	+ 1 m



vechiului talveg arată o denivelare de 35 m, în timp ce lunca actuală este denivelată numai cu 26 m.

Datele prezentate ilustrează procesele de eroziune și de acumulare ale râului Ialomița, din cuprinsul regiunii cercetate.

5. CONSIDERAȚII HIDROGEOLOGICE

a) *Strate acvifere de adîncime.* Situația hidrogeologică a stratelor acvifere zonale situate în Pleistocenul din ținutul de cîmpie dintre Buzău și Ialomița este determinată de caracterul litologic al depozitelor cuaternar-inferioare, care în funcție de permeabilitatea lor au facilitat acumularea unor ape subterane mai mult sau mai puțin importante.

Numărul restrîns de foraje executate la adîncimi relativ reduse face prema-tură întocmiră unei hărți hidrogeologice asupra acestor strate acvifere de adîncime. Ne vom rezuma să facem o descriere a stratelor acvifere din baza Cuaternarului, numai în punctele unde ele au fost interceptate de foraje, datorită adîncimii reduse la care se află.

Formațiunile cele mai vechi purtătoare de apă de la partea inferioară a Cuaternarului le constituie Pietrișurile de Cîndești, ce apar la zi pe contactul morfologic cu Subcarpații. Structura geologică a zonelor de extindere a Pietrișurilor de Cîndești a constituit factorul care a creat regimuri diferite de circulație a apelor subterane, fie sub nivel liber, fie cu nivel ascendent.

O zonă largă de aluvionare, creată prin apariția la zi a acestui nivel de pietrișuri pe contactul morfologic cu Subcarpații, precum și prezența lor imediat sub aluviunile râului Buzău în zona de traversare a cîmpiei subcolinare, facilitează acumularea unor debite apreciabile de apă subterană.

Un foraj executat la Vernești, raionul Buzău, a interceptat acest strat acvifer imediat sub depozitele aluvionare ale terasei joase din dreapta Buzăului. Forajul s-a oprit la adîncimea de 62,5 m în aceste pietrișuri. Stratul acvifer are un nivel ascendent pînă la adîncimea de 9 m sub nivelul terasei.

O analiză executată în laboratorul I.S.P.E., de Ing. EFTIMIE, indică următoarele rezultate:

Duritate totală	16,52 grade germane
Reziduu fix	688,2 mg/l
Siliciu (SiO_2)	19,4 »
Fe, Al, Mn	12,0 »
Calciu (CaO)	134,0 »
Magneziu (MgO)	22,8 »
Sulfati (SO_4)	91,2 »
Cloruri (Cl_2)	220,1 »
Nitrați (N_2O_2)	lipsă
Hidrogen sulfurat	lipsă



Acet strat acvifer, atît de abundant în zona Buzău, începe să dispară pe măsura avansării spre W în cîmpia subcolinară. De asemenea, stratul acvifer menționat nu a fost interceptat de forajele executate, în cuprinsul cîmpiei centrale interne. Forajul executat la Mizil, în curtea Corpului de Pompieri, pînă la adîncimea de 500 m, nu a întîlnit acest orizont acvifer. Forajul debitează apă arteriană de la adîncimea de 500 m, din nisipuri fine cuaternare.

Un foraj executat în cîmpia centrală internă, la Urziceni, a dovedit de asemenea absența acestui strat acvifer pînă la adîncimea de 200 m.

În cuprinsul cîmpiei centrale externe s-a întîlnit un orizont acvifer important în zonele limitrofe cîmpiei de platformă. Astfel, forajul de la Slobozia indică prezența acestui strat acvifer la adîncimea de 45 m.

Nu este exclus ca acest strat acvifer să existe și în cuprinsul cîmpiei externe, deci în interfluviul Călmățui—Ialomița. Menționăm însă că E. LITEANU (11) consideră că la N de Ialomița acest strat acvifer, atît de bine dezvoltat la S de acest rîu, ar trece într-un complex alcătuit din strate subțiri de nisipuri, în alternanță cu lentile argiloase și deci devine un strat acvifer mai puțin important.

În ținutul de cîmpie de platformă am descris la partea de geologie prezența Stratelor de Frătești. Aceste depozite, datorită adîncimii reduse la care se află, precum și unei extinderi continue în cuprinsul cîmpiei de platformă, s-au dovedit a fi un important strat-magazin, ce permite exploatarea unor debite importante în condiții tehnice foarte avantajoase. Aceste ape de adîncime circulă cu o însemnată presiune de strat, avînd un nivel ascendent.

b) *Strate acvifere freatiche.* Stratele acvifere freatiche formează primul purtător de ape subterane din această regiune. Caracteristicile lor hidrogeologice și hidrochimice sunt condiționate de unitatea morfologică pe care se dezvoltă, de raportul de alimentare sau drenare față de rețeaua hidrografică din regiune, precum și de natura litologică a rorei-magazin.

Pentru interpretarea anumitor caracteristici hidrogeologice ale stratului acvifer freatic, s-au întocmit hărți hidrogeologice și hidrochimice (pl. II—V).

Harta hidrogeologică (pl. II) pentru stratul acvifer freatic a fost întocmită pe baza datelor obținute prin cercetarea punctelor de apă existente, precum și prin forajele executate în regiune. Cu ajutorul acestor date au fost construite hidroizohipse, ce constituie linii de aceeași altitudine absolută a nivelului hidrostatic al stratului acvifer freatic, și hidroizobate ce separă zone de aceeași altitudine relativă a nivelului hidrostatic față de suprafața morfologică.

O interpretare a hărții hidrogeologice, în cadrul unităților morfologice descrise în ținutul cercetat, va permite o evidențiere a caracteristicilor diferite ale stratului acvifer freatic pe diversele unități morfologice.

Cîmpia subcolinară. În cadrul acestei cîmpii se dezvoltă un strat acvifer cantonat în depozitele deluviale și proluviale ale acestei unități morfologice. O sedimentare neregulată, pe o grosime relativ mare, a condiționat acumularea unui strat acvifer la adîncimi mari, cuprinse între 20—60 m, adîncimi ce scad pe măsura avansării spre cîmpie pînă la 5 m. Panta pronunțată a acestor depozite imprimă apei subterane o viteză mai mare de circulație, fapt evidențiat de hidroizohipsele ce se apropie foarte mult între ele.

Cîmpia centrală internă se caracterizează prin existența unui strat acvifer situat la adîncimi mici. Panta redusă, precum și prezența unor materiale fine, condiționează o circulație lentă a apelor din stratul acvifer freatic. Prezența stratului acvifer în anumite zone foarte apropiată de suprafață (0—2 m), a fost pusă în legătură cu o activă acțiune de subsidență manifestată în prezent. Numeroasele izvoare sănt un efect al interceptării suprafetei stratului acvifer, freatic de către suprafață morfologică, foarte coborâtă în această regiune.

Cîmpia centrală externă prezintă un strat acvifer freatic ce se comportă în mod diferit în cele două raioane deosebite din punct de vedere litologic.

În raionul nordic, stratul acvifer freatic se află situat în nisipurile ce formează relieful de dune caracteristic acestui ținut. Lipsa unui nivel impermeabil continuu la baza acestor nisipuri face ca stratul acvifer freatic să aibă în culcuș nisipuri ce au devenit semipermeabile prin colmatarea lor cu material fin și să permită astfel instalarea unui strat acvifer în acoperișul lor. Nivelul hidrostatic al acestui strat acvifer are adîncimi foarte variabile, datorită reliefului vălurit de dune, pe care-l urmează fidel, avînd însă o alură mai atenuată.

În părțile sudice ale raionului nordic, am descris o serie de zone depresio-nare, ai căror versanți interceptează stratul acvifer freatic și astfel apar linii de izvoare ce alimentează lacurile din aceste depresiuni. (pl. B, fig. 5).

Datorită nivelului hidrostatic situat la adîncimi variabile, hidroizohipsele din această zonă descriu linii foarte sinuoase, orientate în general pe direcție N—S (pl. II).

Interpretarea aspectului hidroizohipselor indică o direcție de curgere a apelor subterane, în general NNW—SSE, deci o alimentare a stratului acvifer din părțile nord-vestice ale interfluviului Călmățui — Ialomița.

În afară de linia de drenare amintită, se observă o puternică acțiune de drenare spre Ialomița și o mai ușoară drenare spre Călmățui. Datorită acestor două direcții de drenare, în afară de cea generală SSE, hidroizohipsele se retrag după ce pătrund adînc în interiorul interfluviului, urmînd cursul Ialomiței și al Călmățuiului.

În raionul hidrogeologic situat la S de V. Lata, stratul acvifer se află situat în baza depozitelor loessoide, unde acestea devin mai nisipoase. În această zonă, nivelul hidrostatic este situat în general între 5—10 m, cu excepția unor pete ce



izolate în părțile vestice ale văilor afluente Ialomiței, unde, pe lîngă acțiunea de drenare spre Ialomița, apare o drenare puternică spre aceste văi, fapt ce creează o adâncime de 10—15 m a nivelului hidrostatic, în imediata vecinătate vestică a văilor.

Aceeași situație poate fi observată în vecinătatea sudică a Văii Lata, unde întîlnim adâncimi chiar peste 20 m.

Prin acțiunea de drenare executată de Ialomița și Călmățui, în părțile centrale ale interfluviului, apare o cumpănă a apelor subterane freatiche, ce se manifestă de la W la E, pînă la obîrșia Văii Lata, unde, din cauza acțiunii de drenare creată de această vale, hidroizohipsele își pierd alura generală din W.

Cîmpia de plat formă. În cuprinsul acesteia, stratul acvifer freatic este situat în nisipuri, în părțile mai apropiate de Călmățui, și în depozite loessoide, în părțile mai apropiate de rîul Ialomița.

Datorită reliefului mai ridicat al acestei cîmpe, precum și acțiunii de drenare executate de terasele Dunării, Ialomiței, Văii Strachina și Văii Ciorii, apare o adâncime mai mare a nivelului hidrostatic, în majoritate cuprins între 10—15 m și în anumite zone chiar 15—20 m.

Din descrierea făcută se remarcă faptul că stratul acvifer freatic din această regiune se află în raport de alimentare față de rețeaua hidrografică, deci singura sursă de alimentare a apei subterane o constituie precipitațiile.

Stratul acvifer ce se dezvoltă în terasele rîurilor din această regiune nu constituie în fapt strate acvifere deosebite de cele descrise mai sus. Astfel, terasa din stînga Ialomiței, precum și terasa Dunării, fiind acoperite de depozite loessoide, stratul acvifer ce se dezvoltă la partea inferioară a acestora constituie o continuare spre terasă a stratului acvifer din cîmp. Excepție face numai terasa inferioară din stînga rîului Buzău, în care stratul acvifer este separat de nivelul morfologic superior, fapt pus în evidență de izvoarele ce apar la contactul morfologic între terasa superioară și inferioară.

În acumulările luncilor Buzăului, Călmățuiului, Sărății, Ialomiței și Dunării se constată existența unui strat acvifer situat la adâncimi relativ mici (0—5 m). În afară de stratul acvifer situat în aluviunile mai noi, luncile Călmățuiului și Ialomiței prezintă un strat acvifer cantonat în aluviunile vechi, constituite din nisipuri și pietrișuri, și care, datorită pantei aluviunilor, precum și existenței materialului prăfos semipermeabil din acoperiș, au în general un nivel ascendent.

Pentru redarea compoziției chimice a stratului acvifer freatic din ținutul cercetat, am întocmit hărți hidrochimice, după cum urmează:

Pentru reprezentarea grafică a compoziției chimice a apelor subterane freatiche, am adoptat un sistem utilizat de cercetătorii sovietici și maghiari (pl. III) și anume: în vederea reprezentării mineralizației totale, s-a ales o scară de cercuri de diverse diametre. Cercurile le-am împărțit în opt sectoare de cerc, rezervînd pentru fiecare element mai important un sector de cerc. Astfel, în partea stîngă

a cercului, s-au redat anionii HCO_3 , Cl , SO_4 și NO_4 , iar în partea dreaptă a cercului cationii Na , Ca , Mg și NH_4 . Ionii au fost exprimați grafic în procent-echivalenți în sectorul de cerc respectiv, considerind lungimea razei cercului egal cu 12,5 procent-echivalent.

Din harta descrisă, precum și din harta izomineralizațiilor (pl. IV), constatăm o mineralizație mai redusă în zonele de circulație mai activă și adâncime mare a nivelului hidrostatic în cuprinsul cîmpiei subcolinare.

În cîmpia centrală internă observăm o creștere a mineralizației apelor freatici pînă la valori de 5–10 g/1, în care se remarcă predominanța ionilor Cl , SO_4 și Na . Această mineralizație importantă se datorează pe de o parte adâncimii reduse la care se află nivelul hidrostatic, fapt ce permite evaporații puternice, și pe de altă parte unei dinamici lente a cursului subteran. Aceeași situație apare în luncile Ialomiței și Dunării, care prezintă un caracter depresionar accentuat.

Pe interfluviul Călmățui—Ialomița, precum și pe terasele Ialomiței și Dunării, apare o mineralizație mai redusă, pînă la maximum 2–3 g/1. Numai în cazuri cu totul excepționale, datorită unor condiții locale de infiltratie, cum este cazul văii numeroaselor sate de pe cuprinsul acestei zone, observăm o creștere neobișnuită de mare a mineralizației, ajungînd chiar la 5 g/1, ca un rezultat al infecțării cu ape menajere și reziduale, fapt ce obligă o alimentare cu apă din exteriorul satelor (pl. A, fig. 2).

Duritatea apelor freatici din regiune a fost redată prin harta izodurităților, constituită din linii ce unesc valori de aceeași duritate a apei (pl. IV).

Din această hartă se constată că valorile cele mai frecvente sunt cuprinse între 15–30 grade germane, zone situate în special pe interfluviul Călmățui—Ialomița, cîmpia subcolinară și terasele Buzăului. Valorile cele mai ridicate se observă în interiorul cîmpilor depresionare de pe cuprinsul cîmpiei centrale interne, unde duritatea variază între 30 și 100 grade germane și în cazuri cu totul locale chiar 150 grade germane. Aceeași situație o întîlnim în luncă și o mică parte a terasei Ialomiței, între Misleanu și Slobozia, precum și pe întreaga luncă a Dunării, dintre Călmățui și Ialomița.

BIBLIOGRAFIE

1. ALIMĂNIȘTEANU C. Comunicare asupra sondajului din Bărăgan. *Bul. Soc. Politehn.* 1895.
2. DEMETRESCU AL. Die untere Donau zwischen T. Severin und Brăila. Berlin, 1911.
3. DRĂGHICEANU M. Studii asupra idrologiei subterane. București, 1895.
4. IONESCU-BALEA M. St. Les dunes de l'Olténie. *Revue de géologie.* Paris, 1923.
5. LANGE O. K. Hidrogeologia generală. Moscova, 1950.
6. LITEANU EMIL Geologia zonei orașului București, *Com. Geol. Studii Techn. Econ.,* seria E (Hidrogeologie), nr. 2. București, 1953.



PLANŞA A



Institutul Geologic al României

PLANŞA A

- Fig. 1. — Valea Sărății la Ulmeni.
- Fig. 2. — Valea Sărății la E de Clondiru.
- Fig. 3. — Valea Sărății la S de Clondiru.
- Fig. 4. — Valea Sărății la Movila Țiganilor.
- Fig. 5. — Valea Sărății la intrarea în depresiunea de la Movila Banului.



A. PRICĂJAN. Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre
Buzău și Ialomița.

Pl. A.



1



2



3



4



5

Comitetul Geologic. Studii Tehn. și Econ., Seria E, nr. 5.



Institutul Geologic al României

PLANŞA B



Institutul Geologic al României

PLANŞA B

- Fig. 1. — Relief de dune pe interfluviul Călmățui — Ialomița.
Fig. 2. — Puțuri grupate în zona apelor freatiche potabile de la marginea comunei Pogoanele.
Fig. 3. — Recoltă de porumb invadată de nisipuri la S de Rușetu.
Fig. 4. — Lunca îngustă a Călmățuiului la Caragele.
Fig. 5. — Lac creat prin acțiunea de deflație.

STEIES

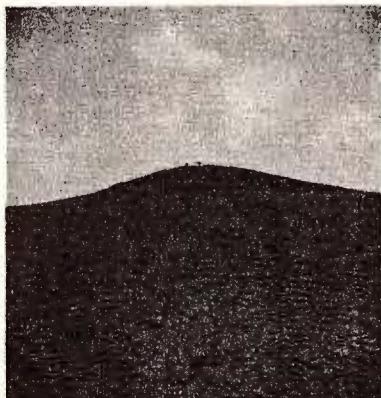
132-3



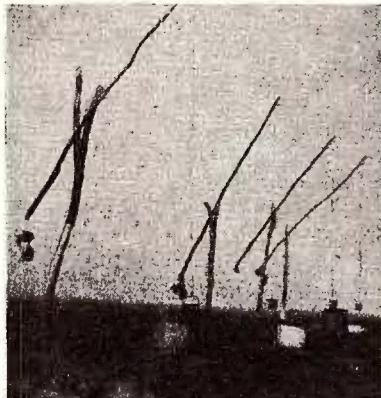
Institutul Geologic al României

A. PRICĂJAN. Cercetări hidrogeologice în ținutul de cîmpie dintre
Buzău și Ialomița.

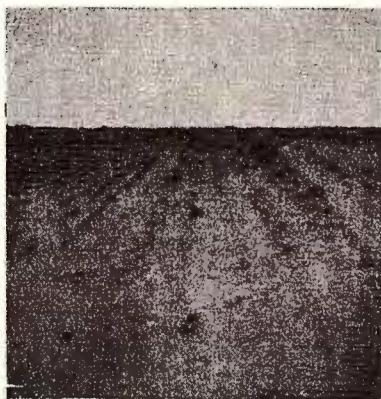
Pl. B.



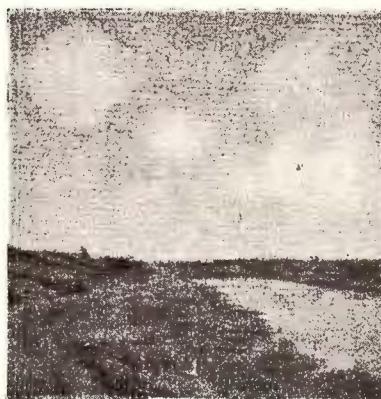
1



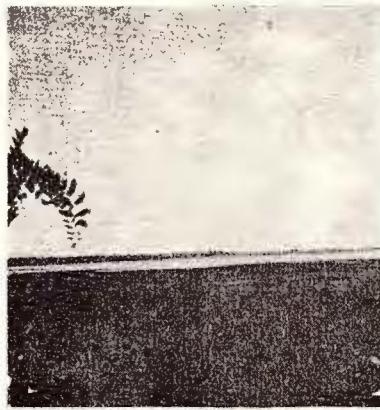
2



3



4



5

Comitetul Geologic Studii Tehn. și Econ., Seria E, nr. 5.



Institutul Geologic al României

7. LITEANU EMIL. Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Comit. Geol. Studii Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. București, 1953.
8. LITEANU EMIL. Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeșului. *Com. Geol. Studii Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. București, 1953.
9. LITEANU EMIL. Hidrogeologia aplicată. București, 1953.
10. LITEANU EMIL. Hidrogeologia Cîmpiei române orientale. Comunicare la Acad. R.P.R. Comisia pentru agricultură. 1955.
11. LITEANU EMIL. Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *Com. Geol. Studii Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 4. București, 1956.
12. MARTONNE EM. DE. La Valachie. 1907.
13. MURGOCI G. La Plaine roumaine et la Balta du Danube. București, 1907.
14. MURGOCI G., PROTOPOPESCU-PACHE EM. I. și ENCULESCU P. Raport asupra lucrărilor făcute de Secția Agrogeologică în anul 1906—1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1907.
15. MURGOCI G. Discuții la comunicarea Aldem: Adevărata problemă a Cîmpiei române. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI (1914—1915)..
16. PANĂ A. Cursul inferior al Călmățuiului. *An. Inst. Geol. Rom.*, IV. București, 1909.
17. PETRESCU P. P. Recherches hydrochimiques dans la région NE de la Plaine roumaine. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX București, 1940.
18. PETROV M. P. Nisipurile mobile și semi-mobile din pustiuri și lupta contra lor. *Perivoda (Natura)*, nr. 3. Martie, 1949.
19. POPOVĂȚ M. La texture du loess. *Bul. Soc. Geol.*, Vol. III, 1937.
20. POPP N. Formarea Cîmpiei române. București, 1947.
21. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Lucrări în vederea completării datelor pentru harta agrogeologică Mizil. *Raport activ. Inst. Geol. Rom.* București, 1914.
22. ȘTEFĂNESCU GR. Sur le terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements de Mamiphères tertiaires et quaternaires. *Bull. Soc. Géol. France.*, T. I, 1872.
23. ȘTEFĂNESCU GR. Relațiuni sumare asupra geologiei județelor Ialomița și Ilfov. *An. Muz. Geol. Paleont.* 1895—1896. București.
24. VÎLSAN G. Cîmpia Română. *Bul. Soc. Geol. București*, 1916.

RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA PLAINE SITUÉE ENTRE LE BUZĂU ET LA IALOMIȚA

PAR

A. PRICĂJAN

(Résumé)

La plaine qui a formé l'objet de la présente étude est limitée au N par les Subcarpates, le Buzău et le Călmățui, au S par la Ialomița, à l'E par la portion du Danube comprise entre le confluent du Călmățui et de la Ialomița, et à l'W par une ligne N—S Mizil—Fierbinți.



La situation hydrogéologique des couches aquifères cantonnées dans le Quaternaire de la plaine mentionnée est déterminée par le caractère lithologique des dépôts du Pléistocène inférieur pour les couches de profondeur et par celui des dépôts du Pléistocène supérieur et du Holocène pour les couches aquifères phréatiques, qui, en fonction de leur perméabilité, ont facilité l'accumulation de certaines eaux souterraines plus ou moins importantes.

a) *Les couches aquifères de profondeur.* Les formations aquifères les plus anciennes de la partie inférieure du Quaternaire sont les Graviers de Cîndești, qui affleurent le long du contact morphologique avec les Subcarpates. Grâce à l'affleurement de ces graviers le long du contact morphologique, ainsi qu'à leur présence immédiate sous les alluvions du Buzău, cette couche a rendu possible l'accumulation des eaux souterraines à débit appréciable.

Cette couche aquifère, si abondante dans la zone de Buzău, commence à disparaître au fur et à mesure qu'elle avance vers l'W dans la plaine sous-collinaire et vers le S, dans la plaine interfluviale Călmățui—Ialomița, où elle n'a pas été interceptée par les forages. Dans cette zone, la couche aquifère mentionnée passe dans un complexe constitué par de minces couches de sables, alternant avec des lentilles argileuses, et devient donc une couche aquifère moins importante.

Dans les zones situées le plus à l'est de la plaine interfluviale Călmățui—Ialomița, où les processus de subsidence ont été moins actifs, les forages de petite profondeur ont mis en évidence la présence des Graviers de Frătești (la limite des graviers et du Levantin se trouve à Slobozia à 142 m et à Viziru à 49,20 m).

Vu qu'ils sont situés à une petite profondeur et qu'ils pénètrent jusqu'à l'intérieur de la plaine de plate-forme, les dépôts mentionnés plus haut constituent une véritable « couche perméable », qui permet l'exploitation de certains débits importants, dans des conditions techniques fort avantageuses. L'eau souterraine circule avec une intense pression de couche, ayant un niveau ascendant.

b) *Les couches aquifères phréatiques* forment le premier horizon aquifère dans cette zone.

Les caractères hydrogéologiques et hydrochimiques sont déterminés par l'unité morphologique sur laquelle ils se développent, le rapport d'alimentation ou de drainage par rapport au réseau hydrographique de la région, ainsi que la nature lithologique de la roche perméable.

La carte hydrogéologique concernant cette couche aquifère a été rédigée à l'aide des données obtenues à la suite de l'étude des points d'eau existants, ainsi qu'à l'aide des forages exécutés dans la région. Grâce à ces données on a pu construire des hydroisohypes et des hydroisobathes. Nous allons décrire cette couche aquifère suivant les grandes unités morphologiques:



La plaine sous-collinaire. La couche aquifère est cantonnée dans les dépôts déluviaux et proluviaux à des profondeurs relativement grandes, de 20—60 m. Les hydroisohyps les plus proches indiquent une grande vitesse de circulation du courant souterrain, ce qui détermine la présence de certaines minéralisations réduites.

La plaine centrale interne. La couche aquifère phréatique est cantonnée en général dans des matériaux fins, ayant une pente réduite, une circulation lente et un niveau hydrostatique très proche de la surface. L'eau souterraine présente une minéralisation élevée (5—10 g/l), où l'on remarque la prédominance des ions Cl^- , SO_4^{2-} et Na^+ .

La plaine centrale externe. La plaine interfluviale Călmățui—Ialomița présente une couche aquifère phréatique qui se comporte d'une manière différente dans les deux secteurs dissemblables au point de vue lithologique.

Dans le secteur situé au N de Valea Lata, la couche aquifère phréatique est cantonnée dans les sables qui forment le relief de dunes caractéristique pour cette région. Le niveau hydrostatique présente des profondeurs fort variables, à cause du relief onduleux. Dans les parties sud de ce secteur apparaissent des dépressions alimentées par des sources qui engendrent des lacs salés.

L'interprétation de l'aspect des hydroisohyps indique que la direction de l'écoulement de l'eau souterraine est en général NNW—SSE.

En dehors de la ligne de drainage mentionnée plus haut, on observe une forte action de drainage vers la Ialomița et un drainage plus faible vers le Călmățui.

Dans le secteur hydrogéologique situé au S de Valea Lața, la couche aquifère est cantonnée à la base des dépôts loessoïdes. Le niveau hydrostatique se trouve en général entre 5—10 m, à l'exception de certains lambeaux isolés, situés dans les parties ouest des vallées affluentes de la Ialomița, où l'horizon hydrostatique est drainé non seulement par la Ialomița, mais aussi par le reste des vallées, de sorte qu'il accuse des profondeurs de 10—15 m.

Dans le cadre du territoire mentionné, de même que sur les terrasses de la Ialomița et du Danube, on rencontre des minéralisations plus réduites, jusqu'à maximum 2—3 g/l.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche A

- Fig. 1. — Valea Sărății, à Ulmeni.
- Fig. 2. — Valea Sărății à l'E de Clondiru.
- Fig. 3. — Valea Sărății au S de Clondiru.



Fig. 4. — Valea Sărății à Movila Țiganilor.

Fig. 5. — Valea Sărății au point de débouchement dans la dépression de Movila Banului.

Planche B

Fig. 1. — Relief de dunes dans l'interfleuve Călmățui — Ialomița.

Fig. 2. — Puits groupés dans la zone des eaux phréatiques potables à l'extrémité de la commune de Pogoanele.

Fig. 3. — Récolte de maïs envahie par des sables au S de Rușetu.

Fig. 4. — Plaine interfluviale étroite du Călmățui, à Caragele.

Fig. 5. — Lac créé par l'action de déflation.

Planche I

Carte géomorphologique de la région de plaine d'entre la Ialomița et le Buzău.

1, plaine alluviale; 2, terrasse inférieure; 3, terrasse moyenne; 4, terrasse supérieure; 5, plaine dépressionnaire; 6, haute plaine; 7, plaine de plateforme; 8, plaine subcollinaire; 9, dunes fixées; 10, sables meubles; 11, « crows ».

Planche II

Carte hydrogéologique de la région de plaine d'entre le Buzău et la Ialomița.

1, hydroisobathes; 2, hydroisohypsies.

Planche III

Carte hydrochimique générale de la couche aquifère phréatique de la région de plaine d'entre le Buzău et la Ialomița.

Planche IV

Carte des isominéralisations et des isoduretés de la couche aquifère phréatique de la région de plaine d'entre le Buzău et la Ialomița.

1, lignes de minéralisation égale (les chiffres représentent des gr/1); 2, isolignes de la dureté totale (les chiffres représentent des degrés allemands).

Planche V

Carte des hydroisochlorines de la couche phréatique de la région de plaine d'entre le Buzău et la Ialomița.

1, isolignes de la concentration en chlore (les chiffres représentent des mgr/1).

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАВНИНЫ РАСПОЛОЖЕННОЙ МЕЖДУ РЕКАМИ ЯЛОМИЦЕЙ И БУЗЭУ

А. ПРИКАЖАН

(Краткое изложение)

Равнинная область, являющаяся предметом данной работы граничит на севере с Подкарпатами, рекой Бузэу и речкой Калмаций; на юге с р. Яломицей, на востоке с Дунаем от устья р. Калмэций до впадения Яломицы, а на западе с линией проходящей через местности Мизил и Фиербинць.



Гидрогеологическая характеристика водоносных пластов, расположенных в четвертичных отложениях данной области определяется для глубинных водоносных пластов литологическим характером нижнеплиоценовых отложений, а для пластов содержащих грунтовые воды, способствовавших в силу своей водопроницаемости скоплению подземных вод в довольно значительном количестве, литологическим характером верхнеплиоценовых и голоценовых отложений.

а) Глубинные водоносные пласти. Древнейшим водоносным образованием нижнего отдела четвертичного периода является галька «Кындешть», выходящая на поверхность на месте морфологического контакта с Подкарпатами. Вследствие выхода на поверхность этой гальки на месте морфологического контакта и ее наличия непосредственно под речными отложениями р. Бузэу, стало возможным накопление в пределах этого пласта большого количества подземной воды.

Этот водоносный пласт, такой мощный в зоне Бузэу, начинает исчезать к западу по мере приближения к прихолмистой равнине и к югу в пределах междуречья Кэлмэцуй-Яломица, где он не был встречен в скважинах. В этой зоне, вышеупомянутый водоносный пласт переходит в комплекс, состоящий из тонких слоев песка, переслаивающихся с глинистыми линзами и становится таким образом менее значительным.

В самых восточных зонах междуречья Кэлмэцуй-Яломица, где процесс опускания был менее интенсивным, в неглубоких скважинах была обнаружена галька из которой состоят пласти Фрэцешть (граница между этой галькой и левантийскими отложениями равна в Слобозии — 142 м., а в местности Визириу — 49,20 м.)

Эти отложения, вследствие небольшой глубины и сплошного залегания в пределах платформенной равнины являются водообильным пластом большого значения, обеспечивающим большой дебит в очень выгодных технических условиях. Эти подземные воды текут под большим напором при чем их уровень поднимается.

б) Пласти грунтовых вод являются первым от поверхности водоносным горизонтом этой зоны.

Гидрогеологические и гидрохимические признаки зависят от морфологической единицы к которой они принадлежат, от соотношения между питанием и водостоком гидрографической сети данной местности, а также от литологических признаков водопроницаемой породы.

Гидрогеологическая карта пласта грунтовых вод была составлена на основании данных, полученных при исследовании естественных



источников и буровых скважин этой местности. При помощи этих данных были построены гидроизогипсы и гидроизобаты. Далее дается описание этого водоносного пласта по крупным морфологическим единицам:

Прихолмистая равнина. Водоносный пласт находится в делювияльных и пролювияльных отложениях, на довольно большой глубине. Густота гидроизогипсов указывает на большую скорость течения подземных вод, что ведет к уменьшенной минерализации.

Внутренняя центральная равнина. Пласт грунтовых вод состоит вообще из тонкозернистого материала и имеет небольшой наклон, течение подземных вод очень медленное, а гидростатический уровень очень близок к поверхности водоносного горизонта. Минерализация подземных вод повышенная (5—10 г) наблюдается преобладание ионов Cl, O и Ia,

Наружная центральная равнина. В пределах между речья Кэлмэцуй-Яломица пласт грунтовых вод имеет различные характерные признаки соответственно литологическим признакам обоих районов, отделенных д. Лата. В участке расположенному к северу от этой долины пласт грунтовых вод находится среди песков, образующих характерный для этой местности рельеф дюн. Глубина гидростатического уровня очень разнообразна вследствие волнистого рельефа. В пределах участка расположенного к югу от д. Лата появляются котловины, в которых источники питают соленые озера.

Гидроизогипсы этой области указывают на то, что главное направление стока подземной воды с ССЗ на ЮЮВ.

Наряду с этим преобладающим направлением, чувствуется еще сильное влияние на дренаж долины Яломицы и более слабое влияние д. речки Калмэцуй.

В пределах гидрологического района, расположенного к югу от долины Лата, водоносный пласт находится у основания лессовидных отложений. Гидростатический уровень находится вообще между 5 и 10 м; исключение составляют небольшие участки разбросанные в виде островов в западной части притоков Яломицы, где сток подвергается и сильному влиянию этих долин, таким образом глубина гидростатического уровня бывает равна 10 и 15 м.

В пределах этого участка, как и на террасах Яломицы и Дуная мы имеем дело с более слабой минерализацией, доведенной до минимума в 2—3 г/л.



ПОЯСНЕНИЕ К ПРИЛОЖЕННЫМ РИСУНКАМ

Серия А

- Рис. 1. — Долина Сэрэцей в Ульменах.
 Рис. 2. — Долина Сэрэцей к востоку от местности Клондиру.
 Рис. 3. — Долина Сэрэцей к югу от Клондиру.
 Рис. 4. — Долина Сэрэцей у холма Мовила Щиганилор.
 Рис. 5. — Долина Сэрэцей на месте встречи с низменностью Мовила Банулуй.

Серия В

- Рис. 1. — Дюны междуречья Калмацуй-Яломица.
 Рис. 2. — Колодцы сгруппированные в зоне грунтовой питьевой воды у окраины села Погоанеле.
 Рис. 3. — Сбор засыпаной песками кукурузы к югу от Рушецу.
 Рис. 4. — Узкое междуречье вдоль реки Калмацуй, в местечке Каражеле.
 Рис. 5. — Озеро, образовавшееся в результате дефляции.

Приложенный рисунок I

Геоморфологическая карта равнины, расположенной между реками Яломица и Бузеу.

1, Аллювиальная равнина; 2, нижняя терраса; 3, средняя терраса; 4, верхняя терраса; 5, низменная равнина; 6, высокая равнина; 7, платформенная равнина; 8, переходящие в долину холмы; 9, закрепленные дюны; 10, подвижные пески; 11, блюдца.

Приложенный рисунок II

1, гидроизобаты; 2, гидроизогипсы.

Гидрогеологическая карта равнины, расположенной между реками Бузеу и Яломица.

Приложенный рисунок III

Сводная гидрохимическая карта грунтового, водоносного слоя равнины расположенной между реками Бузеу и Яломицей.

Приложенный рисунок IV

Карта изображающая изолинии с одинаковым минеральным составом и изосклеры-линии соединяющие точки, в которых воды обладают одинаковой общей жесткостью, на равнине расположенной между реками Бузеу и Яломицей.

1, изолинии минерального состава (цифры выражают содержание в граммах на 1 л.);
 2, изолинии жесткости (изосклеры) (цифры указывают немецкие градусы жесткости воды).

Приложенный рисунок V

Карта гидроизолиний содержания хлора в грунтовом водоносном слое междуречья Бузеу и Яломица.

1, изолинии указывающие на одинаковую концентрацию хлора (цифры выражают миллиграммы л.).





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE PE INTERFLUVIUL IALOMIȚA—MOSTIȘTEA—DUNĂRE

DE

T. BANDRABUR

În campaniile de teren ale anilor 1954—1955 am fost programăți cu cercetări hidrogeologice în regiunea cuprinsă între Ialomița la N, Mostiștea la W, Dunărea la S și E, totalizând o suprafață de cca 4800 km².

Tema lucrării a fost cartarea hidrogeologică a regiunii menționate, în scopul întocmirii hărții hidrogeologice a Cîmpiei Romîne orientale, foile 1:100.000 Călărași — Urziceni — Fetești și Tăndărei.

Studiile noastre s-au întemeiat atât pe observațiile de teren, cât și pe rezultatele obținute din interpretarea unui număr însemnat de foraje executate de Întreprinderea Prospecțiuni, cât și de alte întreprinderi.

Scurt istoric. Regiunea de care ne ocupăm a fost studiată în trecut de G. M. MURGOCI (12), EM. PROTOPOPESCU-PACHE (15, 16), G. VÎLSAN (21) și E. LITEANU (3, 4, 5, 6, 10), ale căror lucrări ne-au servit ca punct de plecare în cercetările noastre.

Nu insistăm aici asupra contribuției aduse de cercetătorii citați, ci ne vom referi în text la lucrările respective, cînd va fi cazul.

Date hidrografice și morfologice. Apele principale ale regiunii, cu un curs permanent, sunt: Dunărea, Ialomița, Mostiștea și Gălățuiul.

Atât Dunărea, cât și Ialomița, au erodat puternic versanții de pe dreapta, care au un aspect abrupt, prezentînd terase, în majoritatea cazurilor pe partea stîngă.

Valea Mostiștei, a cărei luncă are o altitudine relativă denivelată cu 15—20 m față de cîmp, are o direcție orientată NW—SE. Pe unele porțiuni se poate observa un nivel de terasă slab dezvoltat, ca la WSW de I. C. Frimu, la Siliștea, la Coțofanca, etc. Această vale are un curs foarte domol, meandrat, și este zăgăzuită



în multe puncte, având un aspect de bălti însiruite, care au o dezvoltare mai mare în cursul inferior.

Înainte de confluența cu Dunărea, valea Mostiștei prezintă fenomenul de împotmolire, fenomen cauzat de mișcările neotectonice de afundare a cîmpiei. În urma mișcării de afundare, rîurile care vin din Carpați și-au schimbat nivelul de bază, declanșînd în amonte o acțiune de eroziune al cărei material a fost transportat și depus pe paturile rîurilor, pe zona afundată, înălțîndu-le (12).

În ceea ce privește afluenții din cîmpie ai acestor văi, s-a remarcat că acțiunea de eroziune, transport și acumulare a fost neînsemnată în raport cu procesele similare din rîurile principale. Din această cauză, ele și-au păstrat aproape neschimbate profilele lor de pantă (4). Datorită barajului de aluvioni creat la gura acestor afluenți, cursul lor inferior a fost transformat în adevărate limane fluviatile (12).

MURGOCI (12) a elaborat ipoteza că V. Mostiștei ar reprezenta un vechi curs al Ialomiței, ipoteză care nu a fost confirmată de studiile făcute de G. VîLSAN (21), pe considerentul că V. Burdufului și V. Colceagului, care ar fi făcut eventual legătura între Ialomița și Mostiștea, au albi prea mici ca să fi putut conduce apele bogate ale Ialomiței în Mostiștea.

În cazul cînd Ialomița ar fi curs într-un stadiu mai vechi pe actuala vale a Mostiștei, ar trebui ca în lunca Mostiștei să găsim aluvioni psefite, aşa cum se întîlnesc în actuala luncă a Ialomiței, pe sectorul Urziceni – Slobozia. Forajele executate pe V. Mostiștei (pe luncă), la Lilieci, Tămădău, I. C. Frimu, Odaia și Mînăstirea, n-au întîlnit acumulări psefite. În consecință, nu se poate admite existența unui curs al Ialomiței pe V. Mostiștei.

Dintre văile secundare, cu un curs temporar, care se alimentează în special din apele de precipitații, amintim în partea de W a regiunii rețelele văilor Vînăta și Argova, cu o direcție de curgere orientată aproximativ NNW – SSE. V. Vînăta primește pe partea stîngă o serie de văi mai mici, ca: Ileana, Sulimanul, Mintica, Profira și Milotina, iar V. Argovei confluăză cu V. Căpitanului și Lupșanul, care au în general o direcție N – S. Atât V. Vînăta, cât și V. Argovei, după ce au primit văile afluente, se îndreaptă către S, pentru a se vîrsa în Mostiștea. Ceva mai spre E se găsește artera hidrografică a Gălățuiului, formată din văile: Baba Ana, Chioveanul, Furcitura, Barza, etc. Aceste văi și-au săpat o albie relativ adâncă, denivelată cu 10–15 m față de cîmp; au taluze stabilizate, cu pante mai mult sau mai puțin accentuate.

GEOMORFOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere geomorfologic, regiunea cercetată poate fi separată în trei unități: 1, cîmpul depresionar sau Bărăganul propriu-zis; 2, cîmpul înalt sau podișul Hagieni; 3, terasele și luncile Dunării și Ialomiței (pl. I).



1. *Cîmpul depresionar sau Bărăganul propriu-zis* este cuprins între Ialomița la N, Mostiștea la W, terasele Dunării la S și depresiunea Jegălia la E.

Cotele cele mai înalte le întâlnim în partea de NW a acestui cîmp și nu depășesc altitudinea absolută de 80 m, iar către S și SE cotele descresc pînă la 35 m.

Pe cîmpul Bărăganului se pot distinge două pante morfologice: una dirijată în general W–E și alta orientată N–S. Reiese că înclinarea regională a acestui ținut este NW–SE.

După E. LITEANU (5), cîmpul depresionar reprezintă o veche suprafață de eroziune, realizată fie de Dunăre, fie de Argeș, fie de acțiunea comună a acestora. Autorul citat își exprimă părerea că într-o epocă anterioară intrării Dunării în bazinul dacic, relieful înalt al Burnasului se prelungea cel puțin pînă în dreptul podișului Hagieni și reprezenta extensiunea nordică a Platformei prebalcanice din S (6).

În interiorul cîmpului depresionar putem distinge următoarele zone: zona de dune, zona de crovuri, zona văii Jegălia.

Zona de dune ocupă partea de N a regiunii, dispusă după o bandă orientată W–E, urmărind malul drept al Ialomiței. Lățimea acestei benzi este de 3–15 km. Limita sudică a zonei de dune poate fi trasată pe la SE de Coșereni, prin partea nordică a comunelor Arțari, Horia, Sălcioara, Sighireanu, Dragoș-Vodă, pe la S de gara Ciulnița, pe la N de Tudor Vladimirescu, Perișorul, continuîndu-se spre E pe podișul Hagieni. Menționăm că în partea de W, în dreptul comunelor Coșereni și Axintele, această zonă este mai îngustă și mai puțin evidentă. Dunele sunt vechi, consolidate, prezintîndu-se ca niște șiruri de spinări asimetrice, dirijate NNE–SSW, puțin înalte, de 4–5 m, mai rar trecînd de 10 m, mai mult sau mai puțin paralele, cu lungimi variabile.

Şanțurile executate pe axul acestor dune ne-au edificat asupra materialului lor constitutiv, care nu diferă de cel al depozitelor loessoide înconjurătoare, cu caracter predominant nisipos. Dăm mai jos profilul litologic al șanțurilor pe o adîncime de 5 m:

Intre 0,00 – 0,70 m, sol;

Intre 0,70 – 3,70 m, prafuri nisipoase gălbui, macroporice, sfărîmicioase, cu concrețiuni calcaroase mici;

Intre 3,70 – 5,00 m, nisipuri mărunte și fine, prăfoase, gălbui, macroporice.

În afară de dunele consolidate, mai observăm în partea de NE a cîmpului depresionar un relief de dune active, pe o suprafață de cca 2 km², pe care localnicii au numit-o « Muntele Foamete ». Aceste dune au generat din nisipurile de la baza depozitelor loessoide, care au fost descoperite prin eroziune și antrenate de vînt.



Zona de crovuri. La E de artera hidrografică a Gălățuiului, am delimitat o subunitate complet lipsită de drenaj, pe care s-a instaurat zona crovurilor. Acestea se prezintă sub forma unor denivelări circulare sau eliptice, cu o adâncime între 2–5 m, al căror diametru depășește uneori chiar 2 km. La formarea crovurilor au contribuit atât proprietățile rocei (macroporică, prăfoasă, slab nisipoasă), care o fac sensibilă la tasare prin înmuiere, cât și adâncimea mare a stratului acvifer freatic din această zonă; apa provenită din precipitațiile atmosferice, neavând posibilitatea de drenare, stagnează în anumite locuri mai depresionare, facilitând astfel fenomenul de tasare a loessului, care se reflectă prin apariția crovurilor.

Zona văii Jegălia. Limita vestică a podișului Hagieni este marcată de valea Jegălia, orientată N–S, situată pe o veche depresiune cu același nume, pe care MURGOCĂ (12) o consideră generată de un vechi braț al Dunării. În prezent, valea Jegălia este colmatată, cu excepția cursului inferior; este lipsită de apă, are taluze stabilizate, cu o pantă lentă pe versantul vestic și mai accentuată pe versantul estic dinspre Hagieni.

2. *Cîmpul înalt (podișul Hagieni)* este situat la E de cîmpul depresionar cuprins între depresiunea Jegălia la W, luncă Ialomiței la N, terasele Dunării la S și E. Altitudinea absolută a cîmpului înalt variază între cotele de 65–90 m și prezintă pante periclinale. Examinînd aceste pante, reiese că panta spre N a fost determinată de eroziunea Ialomiței, cele spre S și E apărînd prin acțiunea de eroziune a Dunării. În ceea ce privește panta spre W, aceasta ar reprezenta după E. LITEANU (6), o mărturie din relieful relict, care în Pleistocenul mediu era legat de Platforma prebalcanică.

Distribuția acestor pante, cât și constituția geologică, scot în evidență caracterul morfologic izolat în Bărăgan, al cîmpului înalt, care genetic trebuie considerat ca reprezentînd un vast martor de eroziune rămas din Platforma prebalcanică (15).

Aspectul morfologic al podișului Hagieni este puternic tulburat de relieful de dune consolidate, crovuri și, în partea de ENE, chiar de văi mici, cum ar fi valea Mocanilor, valea Mieilor, etc.

3. *Terasele și luncile Dunării și Ialomiței.* Pe sectorul studiat, Dunărea prezintă trei nivele de terasă, și anume: terasa superioară (t_2), inferioară (t_3) și joasă (t_4). În această regiune, terasa înaltă (t_1) lipsește.

Terasa superioară (t_2), denumită «terasa Fetești», se dezvoltă în partea sudică a cîmpului înalt, la N și în special la S de calea ferată București – Constanța, între gara Bărăganul și Fetești. Altitudinea absolută a acestei terase este cuprinsă între 56–60 m. Limita nordică a terasei, adică la contactul cu



cîmpul înalt, este neclară, fiind mascată de deluvii groase. Podul neted al terasei este tulburat în unele puncte de cîteva viroage, cum ar fi V. Gheba, V. Viilor, etc.

În ceea ce privește structura terasei superioare, menționăm că este asemănătoare structurii cîmpului, fără să prezinte acumulări psefítice, nefiind posibil a se face o deosebire pe criterii litologice între aluviuni și depozitele de fundament.

Terasa inferioară (t_3) (Coadele) are o altitudine absolută de 35–38 m și se dezvoltă în regiune de la E de ezerul Mostiștei, între cca 2 km S de satul Ulmu și limita nordică a satului Dorobanțu, avînd o lățime de cca 4 km la N de satul Andolina; în dreptul băltii Potcoava, lățimea ei nu depășește 2 km, în timp ce la E de Potcoava, terasa capătă dezvoltarea inițială, micșorîndu-se treptat, ca imediat la W de Ceacul să dispară. Ea reapare la NE de Cegani, cu o lățime din ce în ce mai mare spre N, atingînd cca 7 km în dreptul satului Făcăieni. Limita nordică a acestei terase trece pe la N de Vlădeni, după o linie E–W; am denumit acest sector al terasei inferioare a Dunării « terasa Făcăieni – Vlădeni ».

Terasa Coadele este fragmentată de balta Potcoava, cît și de văile mai mici pe care le drenază.

Terasa Făcăieni – Vlădeni este tulburată de un relief variat, ce constă din anumite depresiuni longitudinale, care par să reprezinte vechi văi colmatate, din martori de eroziune cu o altitudine de 45–48 m, precum și din numeroase grinduri și dune nisipoase consolidate, cu o direcție N–S.

Terasa joasă (t_4) are o extindere mai mare, cu o altitudine absolută între 20–23 m, numită « terasa Călărași ». În regiunea noastră am urmărit-o începînd de la W de Vărăști, unde are o lățime de cca 1500 m; în dreptul ezerului Gălățuiul ea se lărgește la 4 km, îngustîndu-se treptat spre E, ca deodată, la N de Călărași, să aibă o lățime de cca 8 km. De aici spre E, terasa Călărași se îngustează, dispărînd la W de Beilicu. Mai apare pe o mică întindere la WSW de Fetești-Sat și apoi din nou începînd de la N de Cegani, sub forma unei fișii lată de 1–2 km, pînă la Făcăieni, și, pe o suprafață restrînsă, la N de Făcăieni.

În general, terasa joasă prezintă un aspect întins, tulburat fiind de văile care o străbat și de mici depresiuni circulare, cu un diametru de 100–200 m, care ar părea să reprezinte forme de deflație.

În ceea ce privește structura teraselor Dunării, inferioară și joasă, s-a stabilit că aceste terase nu prezintă acumulări aluvionare grosiere (12), fiind constituite din depozite loessoide, nisipoase, mai groase pe t_3 și mai puțin groase pe t_4 , iar către bază continuîndu-se cu nisipuri mărunte și fine.

Lunca Dunării are o dezvoltare mai mare pe partea stîngă, cu o lățime de 6 km în sectorul vestic, lățime ce este depășită la W de Călărași, iar de

la E de Șocariciu capătă o lățime din ce în ce mai mare, pînă la 10–12 km la SE de Fetesti-Sat. Lunca are o altitudine absolută de 15 m spre W, ce scade pînă la 10 m la ENE. Pretudindeni, pe suprafața luncii, se pot observa o serie de grinduri, numeroase lacuri și privaluri, care îi perturbează aspectul morfologic.

Acumulările luncii Dunării sunt constituite la suprafață din mîluri prăfoase, nisipoase, care trec spre bază la nisipuri fine prăfoase, cu nivele feruginoase.

Lunca Ialomiței. Trecînd la rîul Ialomița, observăm că acesta, de la Fierbinți și pînă la Hagieni-Sat, nu și-a săpat nici un nivel de terasă pe partea dreaptă, din contra a erodat puternic versantul drept, dîndu-i un aspect abrupt. La SSE de Hagieni-Sat, între promontoriul cîmpului înalt (podișul Hagieni) și Vlădeni, imediat la N de fruntea terasei Făcăieni—Vlădeni (t_3) a Dunării, Ialomița prezintă un nivel de terasă joasă, pe o suprafață relativ mică, cu o altitudine absolută între 19–21 m și care se racordează cu terasa joasă a Dunării.

Lunca Ialomiței se dezvoltă cînd pe o parte, cînd pe alta a rîului, avînd o lățime de 2–6 km, cu o altitudine absolută de 65 m la Fierbinți, altitudine ce scade spre E pînă la 10 m la Piua Petrii.

Morfologia luncii Ialomiței este tulburată de grinduri de nisip, de privaluri, pe unde rătăcesc apele rîului în timpul inundațiilor, și în unele puncte de lacuri formate în locurile depresionare, alimentate atît de apele de inundații, cît și de stratul acvifer freatic, care apare sub formă de izvoare la baza versantului cîmpului.

GEOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere geologic, regiunea studiată face parte din unitatea structurală cunoscută sub numele de Cîmpia romînă.

La alcătuirea geologică a acestei regiuni iau parte depozite mesozoice, terțiere și cuaternare, depuse peste un fundament cristalin-paleozoic încă neexplorat.

Mesozoic. Partea superioară a Mesozoicului este reprezentată prin depozite aparținînd Cretacicului, întîlnite în forajele executate la Mărculești, Călărași, Roseți și Dudești. La Mărculești (20), Cretacicul începe la adîncimea de 322 m, prin bancuri de nisipuri glauconitice verzui, fosilifere, după care urmează calcar dure compacte, cu intercalații de marne și gresii, apoi marne și argile plastice și, către baza forajului, calcare pînă la adîncimea de 755 m, unde forajul a fost oprit. La Călărași, harta geologică la scara 1:500.000 indică prezența Cretacicului superior la adîncimea de 46 m. La Roseți, sub bancul de nisipuri și pietrișuri cuaternare, de la adîncimea de 24 m urmează nisipuri mărunte și fine, verzui,



glaucnitice, cu numeroase elemente negre, lipsite de faună, care au fost raportate Albianului (7). În sfîrșit, forajul executat între brațul Borcea și Dunăre, în dreptul comunei Dudești, a întîlnit, începînd de la adîncimea de 31 m, calcare compacte oolitice, de vîrstă barremiană (4), sub aceleași nisipuri și pietrișuri cuaternare.

Potrivit adîncimilor la care apare Cretacicul, acoperișul acestuia arată, pe o zonă pînă la 20–40 km, spre interiorul cîmpiei, o afundare extrem de lentă, a cărei pantă ar fi egală cu un unghi de $0^{\circ}45'56''$ (4).

Terțiар. Placa cretacică este acoperită de depozite terțiare, depuse transgresiv spre Vorland.

Miocenul s-a întîlnit în forajul de la Mărculești (20) între adîncimile de 178 și 322 m, reprezentat prin Sarmațian și eventual tranzită Tortonian/Sarmațian. Acest complex este alcătuit dintr-un pachet de calcare compacte, cenușii-alburii, cu structură oolitică, depus peste marne calcaroase albe și cenușii, care trec spre bază în calcare (209 m). Aceste depozite sunt fosilifere. Între adîncimile de 209 m și 322 m urmează o succesiune de marne nisipoase, care trec în nisipuri verzui glauconitice, avînd la bază un strat de 4 m de gresie glauconitică dură (fosilifere).

Forajele executate mai la S pe lunca Dunării (Călărași, Roseți, Cuza-Vodă, Stoenești) nu au mai întîlnit depozitele miocene, ceea ce denotă că limita exten-siunii mării sarmațiene pe sectorul cercetat trebuie trasată mai spre interiorul arcului dunărean.

Pliocenul a fost întîlnit tot în foraje și este reprezentat prin etajele: Pontian, Dacian și Levantin.

La Mărculești (20), Pontianul se dezvoltă între adîncimile de 170–178 m, alcătuit dintr-o argilă cenușie compactă cu nodule calcaroase la bază. La Cuza-Vodă (raion Călărași), Pontianul apare de la adîncimea de 27,30–40 m, iar la Stoenești, de la adîncimea de 32 m, reprezentat prin marne nisipoase, cenușii-vinete, cu fragmente de Monodacne. Talpa forajului este în Pontian (6). Dacianul s-a întîlnit în forajul de la Mărculești (20), între adîncimile de 105–170 m, reprezentat prin argile marnoase-cenușii care acoperă un banc de nisipuri cu pietrișuri (140–170 m) cu resturi de fosile daciene rostogolite.

Spre S s-a găsit Dacianul în forajele de la Mînăstirea și Potcoava, situate pe lunca Dunării și a Gălățuiului, începînd de la adîncimea de 28–29 m de la nivelul luncii. În aceste puncte, depozitele daciene sunt alcătuite din nisipuri mărunte și fine, cenușii, necoezive, în care E. LITEANU (6) citează următoarele forme: *Dreissena polymorpha* PALLAS, *Prosodacna (Prosodacna) haueri haueri* COBĂLCESCU, *Prosodacna (Stylodacna) stenopleura* ȘTEFĂNESCU, *Prosodacna (Sty-lodacna) rumana* FONTANNES, *Unio romanus* TOURNOUER, *Horiodacna rumana*

SABBA, *Lithoglyphus acutus decipiens* BRUSINA, *Lithoglyphus amplius* BRUSINA, *Dreisena rimestiensis* FONTANNES, *Hydrobia syrmica* NEUMAYR, *Emmericia rumana* TOURNOUER, *Viviparus* sp., *Limnocardium* sp.

Forajele au fost oprite în Dacian.

Spre E, în forajul de la Lăteni, depozitele daciene se găsesc începînd de la adîncimea de 69,50 m, constituite din nisipuri mărunte și fine, cenușii, micaferă, slab coeziive, cu numeroase exemplare de *Horiodacna rumana* SABBA, *Hydrobia* sp., *Prosodacna* sp., etc. Talpa forajului este la adîncimea de 77 m.

Levantinul a fost întlnit în forajul de la Mărculești (20), între adîncimile de 72—105 m, reprezentat prin marne cenușii cu intercalații de argile negre și nisipuri vinete, cu fragmente de fosile nedeterminabile. Deasemeni, forajul de la Jegălia a intrat în Levantin la adîncimea de 70 m, avînd aceeași constituție litologică, cu o faună de Gasteropode și Lamellibranchiate aparținînd formelor de *Viviparus* sp., *Melanopsis* sp., *Dreissena* sp., etc. Forajele executate la Minăstirea și Potcoava au întlnit depozite levantine între adîncimile de cca 15 și 30 m, alcătuite dintr-o alternanță de argile nisipoase cu marne nisipoase cenușii, cu intercalații de tufuri calcareoase albicioase (6), conținînd formele: *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Lymneus* sp. și mulaje de Cardiacee.

Menționăm că forajele de la Cuza-Vodă și Stoenești, după ce au străbătut orizontul de nisipuri și pietrișuri cuaternare, la adîncimea de 27,30 m au intrat direct în Pontian. Aceasta denotă că atât depozitele levantine, cât și cele daciene, au fost erodate (6). Deasemenea, menționăm lipsa depozitelor levantine și în forajul de la Lăteni, unde imediat sub stratele de Frâtești se găsesc nisipuri daciene.

Dispoziția depozitelor pliocene din stînga Dunării arată o slabă înclinare a acestora, orientată înspre interiorul arcului dunărean.

Cuaternarul. Pleistocenul inferior. Cele mai vechi depozite cuaternare din regiunea studiată sunt reprezentate printr-un orizont de nisipuri, la bază cu pietrișuri, întlnit în foraje, denumit « Stratele de Frâtești » (3). Materialul constitutiv al acestor pietrișuri este alcătuit din cuarțite, micașisturi, calcare, silexuri, verrucano, corneene, etc. Datorită faptului că în constituția acestor pietrișuri se găsesc atât elemente carpatiche, cât și elemente balcanice, li s-a stabilit o origine mixtă, carpato-balcanică. În sprijinul originii mixte a materialului Stratelor de Frâtești mai vin și datele de ordin paleontologic: găsirea formelor de *Cerithium* sp. și *Belemnites* sp. în pietrișurile din forajul de la Mărculești (20), cât și formele de *Ostrea vesicularis* la Frâtești (12), remaniate din Platforma pre-balcanică. În afara de aceste forme, în Stratul de Frâtești s-a găsit o bogată faună de Moluște fosile, Lamellibranchiate și Gasteropode, remaniate din depozitele levantine (3).

Stratele de Frătești au fost raportate Saint-Prestianului, nivel superior Pietrișurilor de Cîndești, care aparțin Villafranchianului (10).

Forajele executate au arătat că, în zona de cîmpie dunăreană, Stratele de Frătești se găsesc la adîncimi relativ mici de la sol; în limitele teraselor și luncii Dunării, ele prezintă o slabă înclinare spre Vorland, iar începînd din zona dunăreană a cîmpului, înclinarea lor se modifică, devenind concordantă cu acea a depozitelor pliocene, adică spre N.

Pleistocenul mediu. În regiunea unde Stratele de Frătești devin concordante cu depozitele pliocene, ele se găsesc acoperite de un pachet de marne și argile, cu intercalări de nisipuri, care au fost atribuite Pleistocenului mediu (Complexul marnos) (3).

Complexul marnos nu apare la zi decît în deschiderile oferite de valea Mostiștei, începînd de la N de Mînăstirea și pînă la Siliștea (Obileștii Vechi).

La SE de Coconi, dăm următorul profil:

- 0,50 m, sol;
- 4,00 m, depozite loessoide gălbui, constituite din prafuri argiloase, slab nisipoase; spre bază capătă o culoare cenușie-brună;
- 4,50 m, complexul marnos: marno-argile cenușii-vinete, cu pete feruginoase și concrețiuni calcaroase, cu următoarea faună: *Valvata piscinalis* MÜLL., *Planorbis (Tropodiscus) umbilicatus* MÜLL., *Planorbis planorbis* LINNÉ și *Limneus* sp.

La SE de Luptători, sub depozitele loessoide se dezvoltă Complexul marnos, cu o grosime de cca 8–10 m, cu numeroase concrețiuni calcaroase și cu lentile de nisipuri fine nefosilifere. La SW de Obileștii Noi (I. C. Frimu), Complexul marnos mai apare pe o grosime de cca 1 m, de unde se afundă treptat, dispărînd la N de Siliștea sub depozite mai tinere; este lipsit de faună, prezentînd foarte multe concrețiuni calcaroase.

Mentionăm că în cuprinsul regiunii Complexul marnos a fost întîlnit numai în foraje (4).

Pleistocenul superior. În regiunea studiată, orizontul inferior al Pleistocenului superior este reprezentat prin Nisipurile de Mostiștea (3). Aceste nisipuri aflorează în mai toate deschiderile de pe malul drept al Mostiștei, începînd de la S de Tăriceni și pînă aproape de obîrșie. Pe acest sector, Nisipurile de Mostiștea stau direct pe Complexul marnos, fiind constituite din depozite nisipoase mărunte și fine, gălbui-cenușii, necoezive, micacee. Dăm în continuare profilul de pe malul drept al Mostiștei, în dreptul comunei I. C. Frimu:

- 0,50 m, sol;
- 6,00 m, depozite loessoide gălbui (prafuri argiloase, slab nisipoase, gălbui, macroporice, cu *Heleopsis* sp., *Oxychilus* sp., *Caepea* sp., etc.).



3–4 m, Nisipurile de Mostiștea; nisipuri mărunte și mijlocii gălbui, necoezive, cu concrețiuni gresoase, uneori cu intercalații de concrețiuni calcaroase rulate, alteori cu lentile de concrețiuni manganoase și feruginoase;
 0,50–1 m, Complexul marnos (marno-argile cenușii, sfărâmicioase, cu numeroase concrețiuni calcaroase).

Din bancul de nisip s-au recoltat următoarele forme (4): *Sphaerium rivicola* LEACH, *Planorbis (Tropodiscus) ombilicatus* MÜLL., *Valvata piscinalis* MÜLL., *Lithoglyphus naticoides* PFEIFF., *Planorbis planorbis* LINNÉ, *Unio* sp., *Bulimus* sp., *Succinea* sp.

În aceste nisipuri, la Obilești (I. C. Frimu), s-a mai citat prezența resturilor de *Elephas Primigenius* BLUMB. (14). Nisipurile de Mostiștea mai apar la zi în malul drept al Gălățuiului, în fața satului Găunoși, unde se poate vedea următoarea succesiune:

0,50 m, sol;
 4,00 m, depozite loessoide gălbui (nisipuri prăfoase gălbui, cu sfărâmături de cochilii);
 1,50 m, argilă cenușie-gălbui, sfărâmicioasă, cu ochiuri de nisipuri;
 1,00 m, nisipuri mărunte și mijlocii gălbui, necoezive, micacee, fosilifere: *Valvata* sp., *Succinea* sp., *Melanopsis* sp., etc.

Nisipurile din bază par să reprezinte nivelul superior al Nisipurilor de Mostiștea (11).

Forajele executate pe ținutul de la E de Mostiștea au pus în evidență extensiunea mare pe care o are orizontul Nisipurilor de Mostiștea sub cîmpul Bărăganului.

Deasemeni, pe malul drept al Ialomiței, începînd de la W de Slobozia și pînă la Coșereni, la baza depozitelor loessoide se găsește un nivel de nisipuri fine, care la Albești se prezintă slab prăfoase și din care s-a colectat următoarea faună: *Planorbarius cornaeus* LINNÉ, *Planorbis planorbis* LINNÉ, *Planorbis (Tropodiscus) ombilicatus* MÜLL., *Anisius (Spiralina) vortex* LINNÉ, *Valvata piscinalis* MÜLL.

Bazat pe această faună, E. LITEANU (4) înclină să atribuie acest nivel orizontului Nisipurilor de Mostiștea.

Din paraleлизarea profilelor de pe valea Mostiștei cu cele de pe valea Gălățuiului și de pe valea Ialomiței, reiese că Nisipurile de Mostiștea au o foarte slabă înclinare de la W la E.

Peste orizontul Nisipurilor de Mostiștea s-au sedimentat depozitele loessoide, care au o foarte largă dezvoltare. Grosimea acestora este de 20–25 m pe cîmpul depresionar (Bărăgan) și atinge grosimea de 45–50 m pe cîmpul înalt (podisul Hagieni).

Deschiderile naturale din cadrul regiunii, precum și forajele executate, pun în evidență structura acestor depozite loessoide (pl. II). În general, se constată

că depozitele loessoide din partea de W a regiunii au un caracter prăfos-argilos, iar spre E devin din ce în ce mai nisipoase.

Într-adevăr, analizele granulometrice efectuate asupra probelor recoltate din depozitele loessoide au arătat că în vestul regiunii, acestea prezintă un conținut ridicat de prafuri, variind între 50–60%, argilele între 20–30%, iar nisipurile între 8–10%; înspre E (pînă în dreptul liniei ferate Ciulnița–Călărași), se constată că procentul prafurilor, cît și al argilelor, scade, crescînd simtitor procentajul nisipurilor: nisip 30–35%, praf 35–40%, argilă 20–25% (vezi tabloul). Pe malul stîng al Borcei, la Maltezi, Stelnica, Fetești-Sat, depozitele loessoide au o grosime de 35–40 m, fiind constituite predominant din nisipuri fine, slab prăfoase, macroporice.

Din profilele litologice executate pe direcțiile N–S și W–E prin Bărăgan (pl. II), se mai poate observa că în depozitele loessoide se găsesc anumite intercalări mai argiloase, de culoare cărămizie-roșcată, în număr de 1–3 nivele, a căror grosime variază de la 0,50 la 3,00 m. Deasemenea, menționăm în depozitele loessoide prezența concrețiunilor calcaroase, fie în rețea, fie individualizate, care abundă mai cu seamă către partea superioară.

Fauna depozitelor loessoide este reprezentată în general prin Gasteropode terestre, aparținând formelor: *Chondrula* sp., *Pupa* sp., *Caracollina* sp., *Oxychilus* sp., *Succinea* sp., *Pomatias* sp., *Caepea* sp., etc.

Ca puncte fosilifere mai importante menționăm: Coșereni, Bărcănești, Rași, Orezu, Albești, Slobozia, localități situate pe malul drept al Ialomiței.

Mai amintim că Gr. ȘTEFĂNESCU citează la Coșereni resturi de *Elephas (Mammonteus) primigenius* BLUMB. (18).

În ceea ce privește vîrsta depozitelor loessoide, amintim că E. LITEANU (4) ajunge la concluzia că terasele superioare ale Dunării au fost săpate în aceste depozite, ceea ce denotă că Dunărea a intrat în bazinul dacic după depunerea lor. Autorul menționat și-a exprimat părerea că depozitele loessoide care intră în alcătuirea fundamentului teraselor Dunării sunt mai tinere decît finele Saint-Prestianului și mai vechi decît nivelul mediu al Pleistocenului superior (Riss-Würmian). Totodată, precizează că depozitele loessoide în interiorul cîmpiei, adică pe sectorul Ciulnița–Coșereni, sunt mai tinere decît depozitele loessoide din zona cîmpului limitrof Dunării, dîndu-le o vîrstă post-riss-würmiană (7), bazat pe resturile de *Elephas primigenius* BLUMB., citate de GRIGORE ȘTEFĂNESCU în depozitele loessoide de la Coșereni (18).

În vederea stabilirii vîrstei teraselor superioare, inferioare și joasă ale Dunării, menționăm că acestea se racordează cu terasele corespunzătoare ale Jiului și Oltului, deci au un caracter singenetic.

În depozitele terasei superioare a Jiului, la Dobrești–Căciulătești, s-a găsit un molar de *Elephas (Mammonteus) primigenius* var. *sibiricus* (14), formă care

pledează pentru o vîrstă würmiană, adică nivelul cel mai înalt al Pleistocenului superior (10). În consecință, acumulările vechi ale teraselor inferioară și joasă urmează să fie atribuite Holocenului inferior, iar acumulările luncilor, Holocenului superior. De asemenei, s-au mai raportat Holocenului superior depozitele de dune consolidate, precum și deluviile de pantă.

HIDROGEOLOGIA REGIUNII

Studiul litologic al depozitelor care iau parte la alcătuirea geologică a regiunii cercetate a pus în evidență caracterul permeabil al unora dintre acestea, dovedindu-se a avea acumulări de apă mai mult sau mai puțin bogate. În ordinea vechimii, au fost întâlnite în foraje și puțuri următoarele strate acvifere: stratul acvifer din nisipurile albiene, stratul acvifer din nisipurile daciene, stratul acvifer din Stratatele de Frătești, stratul acvifer din Nisipurile de Mostiștea, stratul acvifer freatic din depozitele loessoide și terasele inferioare, stratul acvifer freatic din luncile Dunării și Ialomiței.

Date în legătură cu stratele acvifere din Albian și Dacian avem relativ puține și ne sunt oferite de forajele executate la Mărculești, Roseți, Călărași, Potcoava și Mănăstirea. Atât în depozitele albiene, cât și în cele daciene, constituie din nisipuri mărunte și fine, s-a constatat prezența unor strate acvifere care circulă sub o însemnată presiune de strat. Date fiind granulometria destul de redusă a acestor nisipuri, stratele acvifere respective au o circulație foarte lentă, care se reflectă în gradul de mineralizație al apei și în debitele relativ mici (6). Pentru aceste considerente, stratele acvifere din Albian și Dacian nu sunt indicate pentru a fi luate în considerare în vederea exploatarii.

Stratul acvifer din Stratatele de Frătești. Extensiunea și structura Stratelor de Frătești din regiunea studiată a fost stabilită de E. LITEANU (6). În lentilele de pietrișuri de la baza Stratelor de Frătești, cât și în nisipurile din partea lor superioară, circulă ape subterane abundente, cu o însemnată presiune de strat.

Potrivit cotelor la care se află nivelul ascendent al stratului acvifer, mai ridicate către W și mai coborîte către E (adică + 35 m la Sărulești, + 22 m la Sighireanu, + 21 m la Ivănești, + 18 m la Ciulnița-gară, + 11 m la Fetești-gară și + 10 m la Cegani), direcția de curgere a stratului acvifer este în general W – E, iar drenajul acestuia este efectuat de lunca Dunării.

Din punct de vedere chimic, apele care circulă în Stratatele de Frătești din regiunea cercetată au o mineralizație totală cuprinsă între 0,500 – 1,00 g/l, cu o duritate de 7–15 grade germane. Abateri de la mineralizația specificată mai înainte se constată în partea de S a regiunii (Călărași, Roseți), unde Stratatele de Frătești sunt depuse direct peste nisipurile albiene, în care circulă un strat



acvifer sub presiune, cu un conținut în săruri mai bogat și care mărește mineralizația apei din Stratele de Frătești (6).

In ceea ce privește debitele acestui strat acvifer, potrivit rezultatelor de pompare luate de la I.S.L.I.F. și Intreprinderea 194 Construcții, arătăm că s-au obținut următoarele debite din foraje executate la:

S.M.T. Sărulești	32 m ³ /oră
S.M.T. Frăsinet	20 m ³ /oră
Herghelia Sighireanu	30 m ³ /oră
G.A.S. Dilga	51 m ³ /oră
I.P.I.A. Ivănești	21 m ³ /oră
G.A.S. Dragalina	30 m ³ /oră
Centrul Mecanic Ciulnița	30 m ³ /oră
G.A.S. Mărculești	49 m ³ /oră
S.M.T. Hagieni	15 m ³ /oră
S.M.T. Fetești-gară	12 m ³ /oră
G.A.S. Cegani	12 m ³ /oră
S.M.T. Făcăieni	36 m ³ /oră

Din examinarea debitelor citate, se poate deduce că în zonele unde Stratele de Frătești prezintă lentile de pietrișuri și bolovănișuri, debitele sunt mai ridicate, între 20–51 m³/oră; în zonele unde Stratele de Frătești sunt constituite din nisipuri cu rare pietrișuri, debitele sunt mai reduse, oscilând între 12–20 m³/oră.

Stratul acvifer din Nisipurile de Mostiștea. Forajele executate în regiune au arătat că în orizontul Nisipurilor de Mostiștea se dezvoltă un strat acvifer a cărui adâncime de la sol este cuprinsă între 15–25 m. Direcția de curgere a acestui strat acvifer este W – E. Date în legătură cu compoziția chimică și debitul stratului acvifer menționat nu avem pînă în prezent.

Stratul acvifer freatic din depozitele loessoide și terasele inferioare. Primele cercetări privind stratul acvifer din depozitele loessoide din regiunea de care ne ocupăm datează din anul 1906–1907, efectuate de G. MURGOȚI, EM. PROTOPOPESCU-PACHE și P. ENCULESCU (11), de la care ne-a rămas și prima hartă hidrogeologică. De la acea dată și pînă în ultimii ani s-au mai executat studii hidrogeologice asupra stratului acvifer din depozitele loessoide, în scopul alimentării cu apă a așezărilor omenești, a diferitelor ferme, etc., studii care au avut un caracter cu totul local.

Cercetările noastre, extinse pe un teritoriu mai vast, ne-au pus în evidență elementele necesare întocmirii unei hărți hidrogeologice complete a stratului acvifer freatic din depozitele loessoide (pl. III). Astfel, bazați pe cercetarea



punctelor de apă, am putut stabili cotele absolute ale nivelului hidrostatic al stratului acvifer, pe care l-am reprezentat prin hidroizohipse, cu o echidistanță între ele de 5 m. Adâncimea stratului acvifer este redată pe hartă prin hidroizobate (linii care închid suprafețe ale stratului acvifer de egală adâncime de la sol), păstrând următoarea scară: 0—2, 2—5, 5—10, 10—15, 15—20, și > 20.

Observăm că adâncimile mai mari ale stratului acvifer freatic se găsesc în partea de N a regiunii, dispuse după o fâșie lată de 2—5 km, ce urmărește malul înalt al Ialomiței, în toată regiunea situată la E de gara Ciulnița și partea sudică și vestică a regiunii, exceptând terasa joasă și lunca Dunării.

Din studiul hărții hidrogeologice, se poate vedea că adâncimea mare a stratului acvifer din partea de N și S a regiunii se datorează atât acțiunii puternice de drenaj efectuată de Ialomița la N, pusă în evidență prin îndesirea hidroizohipselor și drenajul efectuat de Dunăre la S, cît și grosimii mari a depozitelor loessoide alcătuite preponderent din material nisipos permeabil.

Zona de minimă adâncime, adică de 0 — 5 m, este axată în jurul unei linii orientate W—E și trece prin comunele Movilița, Arțari, Horia, Pelinul și Socoalele, având o lățime de 2—4 km. Această zonă de minimă adâncime coincide cu cumpăna care separă apele subterane ce curg spre N, sub influența drenantă a Ialomiței, de cele care curg spre S, sub influența drenantă a Dunării. Această cumpănană este pusă în evidență de aspectul hidroizohipselor, asemănător unor elipse foarte alungite.

Din urmărirea nivelului hidrostatic pe direcțiile N—S se constată că suprafața naturală de depresiune a stratului acvifer freatic nu prezintă rupturi de pantă la contactul dintre câmp și terasele inferioară și joasă (pl. IV). În consecință, am considerat că stratul acvifer freatic din câmp se extinde și în zona acestor terase, aşa cum reiese și din harta hidroizohipselor.

Direcția de curgere a stratului acvifer freatic este orientată în general WNW — ESE.

Sursa de alimentare a acestuia o constituie precipitațiile atmosferice. La N și în special la E de Călărași, pe o suprafață de cca 80 km², stratul acvifer freatic ar mai avea probabil o sursă de alimentare, reprezentată prin infiltratiile ascensionale din stratele acvifere de adâncime (Pleistocen inferior și Albian), remarcată prin ridicarea evidentă a mineralizației stratului acvifer din această zonă. Structura geologică a acestui sector, prin lipsa marnelor ponțiene, permite asemenea infiltrării ascensionale.

Interesant este faptul că de la E de șoseaua Slobozia—Călărași hidroizohipsele de 40, 35, 30, 25 și 20 m se îndesesc pe o zonă îngustă, sub 4 km, stratul acvifer găsindu-se la o adâncime din ce în ce mai mare. Deasemeni, la E de această zonă, s-a constatat că stratul acvifer freatic este discontinuu, dezvoltat pe anumite lentile constituite dintr-un material mai prăfos. Această



discontinuitate a fost pusă în evidență prin diferența de adâncime a nivelului hidrostatic pe care o prezintă în diferite puncte de observație situate la aceeași cotă și la distanțe relativ mici.

Tinând seama de considerentele mai înainte menționate, am trasat la E de șoseaua Slobozia–Călărași, pe cîmpul depresionar și pe podișul Hagieni, o limită hidrogeologică, în interiorul căreia stratul acvifer freatic din depozitele loessoide se prezintă discontinuu, sub forma unor lentile situate la diferite nivele și distribuite neregulat, fapt ce nu ne-a permis să-l reprezentăm grafic.

Acest strat acvifer are o adâncime de 15–20 m și un debit redus; grosimea stratului de apă în puțuri este de 0,50–2,50 m.

In majoritatea cazurilor, puțurile din acest ținut exploatează stratul acvifer din Stratele de Frătești, al cărui nivel hidrostatic ascensional se găsește pe cîmpul depresionar (Bărăgan) la adâncimea de 20–30 m, iar pe cîmpul înalt (podișul Hagieni) la adâncimea de 30–60 m. Grosimea stratului de apă în aceste puțuri este de 15–20 m.

Stratul acvifer freatic din lunci. În acumulările luncilor Dunării și Ialomiței se dezvoltă un strat acvifer deosebit de cel din depozitele loessoide de pe cîmp și terase, fapt pus în evidență în special pe lunca Ialomiței, prin prezența liniilor de izvoare, la contactul dintre cîmp și luncă (Brătia, Frumușica, Orezu, Persiica, Bordușelu, Marsilieni, Dilga, Albești).

Stratul acvifer din lunci are o adâncime de 2–5 m și se alimentează din precipitațiile atmosferice și din stratul acvifer din depozitele loessoide.

Pentru stabilirea caracteristicilor hidrochimice ale stratului acvifer freatic al regiunii, am ridicat un număr de cca 200 probe de apă din puncte alese pe criterii geologice, geomorfologice și hidrogeologice, care au fost analizate din punct de vedere chimic de către colectivul de chimici al Laboratorului de Ape al Intreprinderii de Prospecționi, condus de GABRIELA PITULESCU.

La suprafață de 4800 km² cercetată, revine o probă de apă pentru suprafață de 24 km².

Analizele chimice ale acestor probe ne-au servit la întocmirea unei hărți hidrochimice generale a stratului acvifer freatic (pl. V).

În vederea reprezentării grafice a compoziției chimice a stratului acvifer freatic, am adoptat o metodă folosită de cercetătorii sovietici și maghiari, care constă în exprimarea valorică a mineralizației totale, în g/l, sub formă de cercuri de diferite diametre, alese după următoarea scară:

Cercul cu \varnothing de 4 mm corespunde unei mineralizații de 0,00 – 0,500 g/l

Cercul cu \varnothing de 8 mm corespunde unei mineralizații de 0,500 – 1,000 g/l

Cercul cu \varnothing de 12 mm corespunde unei mineralizații de 1,000 – 1,500 g/l



Cercul cu \varnothing de 16 mm corespunde unei mineralizații de 1,500 — 2,000 g/l
 Cercul cu \varnothing de 24 mm corespunde unei mineralizații de 2,000 — 3,000 g/l
 Cercul cu \varnothing de 40 mm corespunde unei mineralizații de 3,000 — 5,000 g/l
 Cercul cu \varnothing de 50 mm corespunde unei mineralizații de 5,000 — 10,000 g/l

Totodată s-a făcut și reprezentarea grafică a procent-echivalenților de anioni și cationi, care intervin în mineralizația totală a apei subterane. S-au exprimat în procent-echivalenți patru anioni: HCO_3' , Cl' , SO_4'' , NO_4' și patru cationi: Na' , Ca'' , Mg'' și NH_4' , divizându-se cercul în opt sectoare.

Pentru ca procentajul să fie exprimat la scară, s-a adoptat convențional ca raza să reprezinte 12,5% procent-echivalenți.

Din studiul hărții hidrochimice a mineralizației, exprimată în procent-echivalenți, se observă că în zona de minimă adâncime a stratului acvifer freatic, mineralizația este cuprinsă între 0,500—2,000 g/l și în cazuri rare ajunge pînă la 3,000 g/l. Mineralizația ridicată în această zonă se datorește pe de o parte naturii rocei prin care circula străul acvifer freatic și vitezei reduse cu care circula apa în zona cumpenei de ape, pe de altă parte adâncimii mici a stratului acvifer freatic, care face ca procesele de evaporare să fie mai active.

Pe sectorul unde stratul acvifer freatic are o adâncime mare, între 15—20 m și > 20 m, se constată că mineralizația este mai mică, fiind cuprinsă între 0,500 — 1,500 g/l.

Pe teritoriul situat la E de șoseaua Slobozia—Călărași, unde adâncimile stratului acvifer sunt de 15—20 m și > 20 m, se constată o mineralizație relativ mică, de 0,500—1,500 g/l.

Pe terasa joasă (t_4) și pe lunci, mineralizația stratelor acvifere este în general mai ridicată, între 2,000—3,000 g/l.

La N și E de Călărași, pe o zonă de cca 80 km², analizele chimice au arătat o creștere evidentă a mineralizației stratului acvifer freatic, mineralizație cuprinsă între 3,000—8,000 g/l. Aceasta se datorește probabil infiltratiilor ascensionale din stratele acvifere de adâncime (Stratele de Frătești și nisipurile albiene), care au un conținut mai bogat în săruri.

Între apele freatici situate la adâncimi mai mari și cele situate la adâncimi mai mici, trebuie prezumătă existența unei legături genetice, care este pusă în evidență de harta hidrochimică, prin prezentarea unor valori comune ale procent-echivalenților ionilor de HCO_3' și Na' .

Acești ioni (HCO_3' și Na') sunt cei mai abundenți, găsindu-se într-o proporție de 40—55%; ionii de Ca'' și Mg'' variază între 10—20%, Cl' , SO_4'' și NO_4' se află într-un procentaj mai redus, iar ionul NH_4' nu a fost semnalat.

Harta mineralizației (pl. VI), reprezentată prin izolinii a căror valoare începe de la 0,500 g, continuind din 250 mg în 250 mg pînă la izolinia de 2 g, apoi



din gram în gram, ne redă aceleasi aspecte hidrochimice pe care le exprimă și harta hidrochimică generală.

În ceea ce privește duritatea stratului acvifer freatic din depozitele loessoide, menționăm că, în general, este mai mare în zonele de minimă adâncime, deci unde s-a constatat și o mineralizație relativ mare, și este cuprinsă între 30—60 grade germane, exceptie făcând în zona de la N și E de Călărași, unde duritatea este de 100—200 grade germane.

În sectoarele unde stratul acvifer are o adâncime între 15—20 m și > 20 m, duritatea este cuprinsă între 10—25 grade germane. O situație analogă întâlnim și în regiunea de la E de șoseaua Slobozia—Călărași, în interiorul limitei hidrogeologice trasate.

CONCLUZII

Datele în legătură cu morfologia și geologia regiunii erau, în linii mari cunoscute din literatură; lucrarea de față nu aduce contribuții noi de ordin morfologic și stratigrafic, ci numai unele precizări de detaliu în privința limitelor diverselor formațiuni și nivelelor morfologice.

În ceea ce privește studiile hidrogeologice efectuate asupra regiunii, acestea ne-au permis întocmirea hărților hidrogeologică, hidrochimică și a izomineralizației stratului acvifer freatic, din interpretarea cărora se pot trage următoarele concluzii:

Existența unui strat acvifer freatic unic în depozitele loessoide și depozitele de terasă, deosebit de cel din lunci;

Alimentarea stratului acvifer freatic din precipitații atmosferice, iar în unele zone situate mai la E, și din infiltrații ascensionale, din strătele acvifere de adâncime;

Direcția de curgere a stratului acvifer freatic este orientată WNW—ESE.

Existența unei cumpene de ape a stratului acvifer freatic, împinsă mult spre N, din cauza drenajului puternic efectuat de Ialomița, cît și permeabilității reduse a rohei prin care circulă;

Lipsa unui strat acvifer freatic continuu în depozitele loessoide de pe podișul Hagieni, precum și în cele de pe o bună parte din teritoriul situat la W de cîmpul înalt, zone în care există lentile acvifere situate la diverse adâncimi;

Valoarea mineralizației stratului acvifer freatic variază între 0,500—1,500 g/l pe cîmp și terase și între 1,500—2—3 g/l pe lunci, iar duritatea, între 10—15 grade germane pe cîmp și terase și între 30—60 grade germane pe lunci.

Hărțile întocmite pot furniza date suficiente în legătură cu alimentarea cu apă a diverselor puncte de pe Bărăganul sudic, precum și în vederea executării diferitelor lucrări pentru transformarea socialistă a agriculturii.



BIBLIOGRAFIE

1. GROMOV V. I. Despre limita dintre Terziar și Cuaternar la al 18-lea Congres Internațional din anul 1948. *Bul. Com. Studiul Cuaternarului. Acad. U.R.S.S.*, Nr. 15 din 1950.
2. GROMOV V. I. Despre limita inferioară a Cuaternarului. *Bul. Com. Studiul Cuaternarului. Acad. U.R.S.S.* Nr. 16 din 1951.
3. LITEANU E. Geologia zonei orașului București. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 1. București, 1952.
4. LITEANU E. Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Comit. Geol. Studii Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. București, 1953.
5. LITEANU E. Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeșului. *Comit. Geol. Studii Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2. București, 1953.
6. LITEANU E. Hidrogeologie aplicată. Ed. Tehn. 1953.
7. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., BANDRABUR T. și SLĂVOACĂ D. Raionarea hidrochimică și prevederea evoluției solurilor din Cîmpia Română Orientală sub influența irigațiilor. *Acad. R.P.R. Bul. Șt., Secția Geol.-Geogr.* Nr. 1, 1956.
8. LITEANU E., ROTMAN S., PRICĂJAN A., BANDRABUR T. și SLĂVOACĂ D. Raionarea apelor freatici potabile și nepotabile din Cîmpia Română Orientală. *Acad. R.P.R. Bul. Șt., Secția Geol.-Geogr.* Nr. 1, 1956.
9. LITEANU E. Geologia și hidrogeologia ținutului dunărean dintre Argeș și Ialomița. *Comit. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 4. București, 1956.
10. LITEANU E. și BANDRABUR T. Geologia Cîmpiei getice meridionale dintre Jiu și Olt. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXX. București, 1957.
11. MURGOCI G., PROTOPOPESCU-PACHE EM. și ENCULESCU P. Raport asupra lucrărilor făcute de Secția Agrogeologică în anul 1906–1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1907.
12. MURGOCI G. La Plaine roumaine et la Balta du Danube. București, 1907.
13. NICOLAEV N. I. Despre limita inferioară a Cuaternarului după datele analizei neotectonicei. *Bul. Com. Studiul Cuaternarului. Acad. U.R.S.S.*, Nr. 15 din 1950.
14. PATTE ETIENNE. Sur les éléphants fossiles de Roumanie. *Acad. Rom. Mem. Secț. Șt.*, T. 11. 1936.
15. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Cercetări agrogeologice între V. Moșniței și Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, I (1910). București, 1923.
16. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Propuneri privitoare la așezarea unor sondaje pentru găsirea unei pînze de apă subterană abundantă în Bărăgan. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1927–1928). București, 1930.
17. ȘTEFĂNESCU GR. Sur les terrains quaternaires de la Roumanie et sur quelques ossements de mammifères tertiaires et quaternaires. *Bull. Soc. Géol. France*, 3-e série, T. I, Paris, 1873.
18. ȘTEFĂNESCU GR. Relațiuni sumare asupra geologiei jud. Ialomița și Ilfov. *An. Muz. Geol. Paleont.* anul 1895–1896. București. 1898.
19. ȘTEFĂNESCU SABBA. Études sur les terrains tertiaires de Roumanie — Paléontologie — 1896.
20. ȘTEFĂNESCU SABBA. Les couches géologiques traversées par les puits artésiens de Mărăculești. *Bull. Soc. Géol. France*, 3-ème série, T. XXII. Paris, 1894.
21. VÎLSAN GH. Cîmpia Română. *Bul. Soc. Geogr. București*. 1916.
22. VOIȚEȘTI I. P. Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol.-Mineralogic Univ. Cluj*. 1936.



**ANALIZELE GRANULOMETRICE ALE PROBELOR RECOLTATE DIN FORAJELE
EXECUTATE PE INTERFLUVIUL MOSTIȘTEA-IALOMIȚA¹⁾**

Amplasamentul forajului	Adâncimea	Granulometrie %		
		Nisip	Praf	Argilă
TÂMĂDĂU (pe cimp)	1,00— 4,50	9	58	33
	4,50—14,50	11	58	31
	14,50—20,40	14	61	25
SĂRULEȘTI (pe cimp)	1,00— 6,50	10	54	36
	6,50—11,00	11	50	28
	11,00—16,50	14	53	33
	16,50—19,50	31	44	25
	19,50—20,20	13	48	39
I. C. FRIMU (pe cimp)	1,00— 6,30	10	58	32
	6,30— 9,00	9	65	26
	9,00—11,00	6	60	34
	11,00—24,00	9	46	45
	24,00—26,25	14	31	55
LEHLIU-SAT (pe cimp)	1,00— 3,00	13	57	30
	3,00— 7,00	23	47	30
	7,00— 9,00	60	26	14
	9,00—11,00	16	59	25
	11,00—13,00	60	26	14
	13,00—14,00	100	—	—
	14,00—17,00	61	25	14
	17,00—20,00	29	43	28
BUZOIENI (pe cimp)	1,00— 4,00	14	57	29
	4,00— 5,10	25	49	26
	5,10—10,50	14	54	32
	10,50—11,50	54	30	16
	11,50—20,25	16	54	30
DOR MĂRUNT (pe cimp)	1,00— 5,00	9	56	35
	5,00— 8,00	15	55	30
	8,00—14,00	14	50	36
	14,00—15,00	31	44	25
	15,00—28,00	16	36	48
RADU-VODĂ (pe cimp)	1,00—11,70	12	56	32
	11,70—13,30	60	23	17
	13,30—20,30	17	50	33
ZIMBRU	1,00—10,00	12	53	36
	10,00—18,00	13	53	34
	18,00—20,00	14	37	49
CIULNIȚA-SAT (pe cimp)	1,00— 2,00	14	64	22
	2,00—10,00	53	34	13
	10,00—17,00	8	33	59
	17,00—19,00	33	33	34
	19,00—21,00	2	12	85
	21,00—30,00	26	56	18
BRÎNCOVENI (pe cimp)	1,00— 3,50	16	50	34
	3,50— 4,25	52	26	22
	4,25— 6,50	22	44	34
	6,50—10,50	39	37	24
	10,50—11,30	70	14	16
	11,30—12,20	33	37	30
	12,20—20,40	14	55	31
	20,40—30,00	5	54	41
	30,00—38,00	24	39	37
	1,00— 8,00	12	56	32
ȘTEFAN-VODĂ	8,00—10,00	100	—	—
	10,00—15,00	13	64	23
	15,00—20,00	28	54	26
	20,00—30,00	11	48	41

¹⁾ Efectuate de Laboratorul geotehnic al Comitetului Geologic.

T. BANDRABUR

HARTA GEOMORFOLOGICĂ ȘI GEOLOGICĂ A INTERFLUVIULUI IALOMIȚA - MOȘNIȚEA - DUNĂRE

SCARA 1:250.000

LEGENDA

1	Luncă	1	Zonă de dune active
2	Terasă joasă Q1 (z)	2	Zonă de dune consolidată
3	Terasă înălțată Q1 (z)	3	Zonă de crăciuni
4	Terasă superioară Q1 (z)	4	Loc depozitelor protervie
5	Cimp depresionar Q1	5	Dilevi de pești
6	Cimp înalt Q1-Q2	6	Linie de profil
7	Pleistocen sup.		
	Pleistocen mediu		
	Complex marmos Q2		

+ Fântă cu adâncime sub 100m

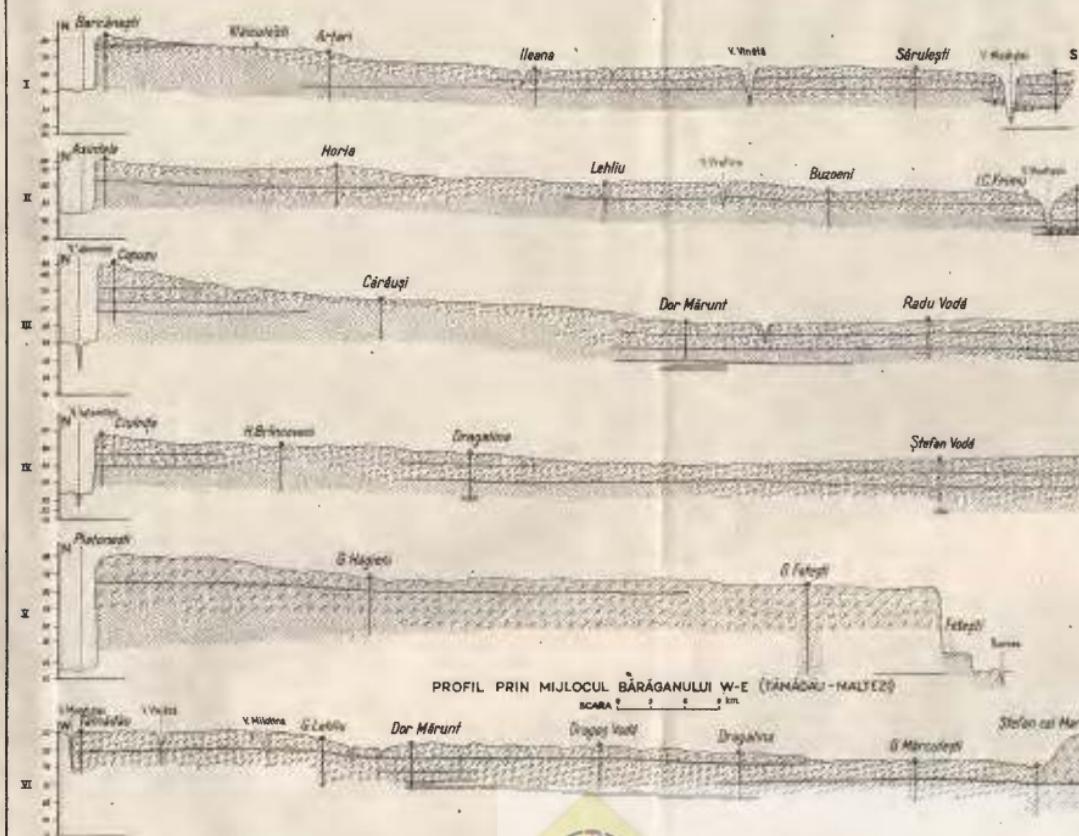
- 15 Fântă cu adâncime peste 100m
- 16 - Marea
- 17 - Râul
- 18 - Lac
- 19 - Cretec superior
- 20 - Cretec inferior

Institutul Geologic al României

IGR

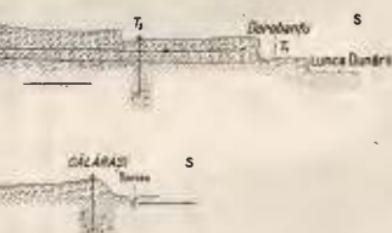
Des. E. Georgescu

Imprim. Atel. Comit. Geol.



T. SANDRABUR
PROFILE MORFOLOGICE și LITOLOGICE N-S
PE INTERFLUIUL
IALOMIȚA - MOSTIȘTEA - DUNAREA

SCARA
0 1 2 3 4 km.



PROFIL PRIN MIJLOCUL BĂRĂGANULUI W-E (TÂMĂDUA - MALTEȘTI)

SCARA 0 1 2 3 4 km.

LEGENDĂ	
1	Prăeri argileuze cincinatice roșiatice
2	Prăeri argileuze neacoperite
3	Măguri pătrunjelă nuancate
4	Măguri
5	Argile
6	Marea și argile (banchete marnești)
7	Petrificări și atipuri (afete de Frătești)

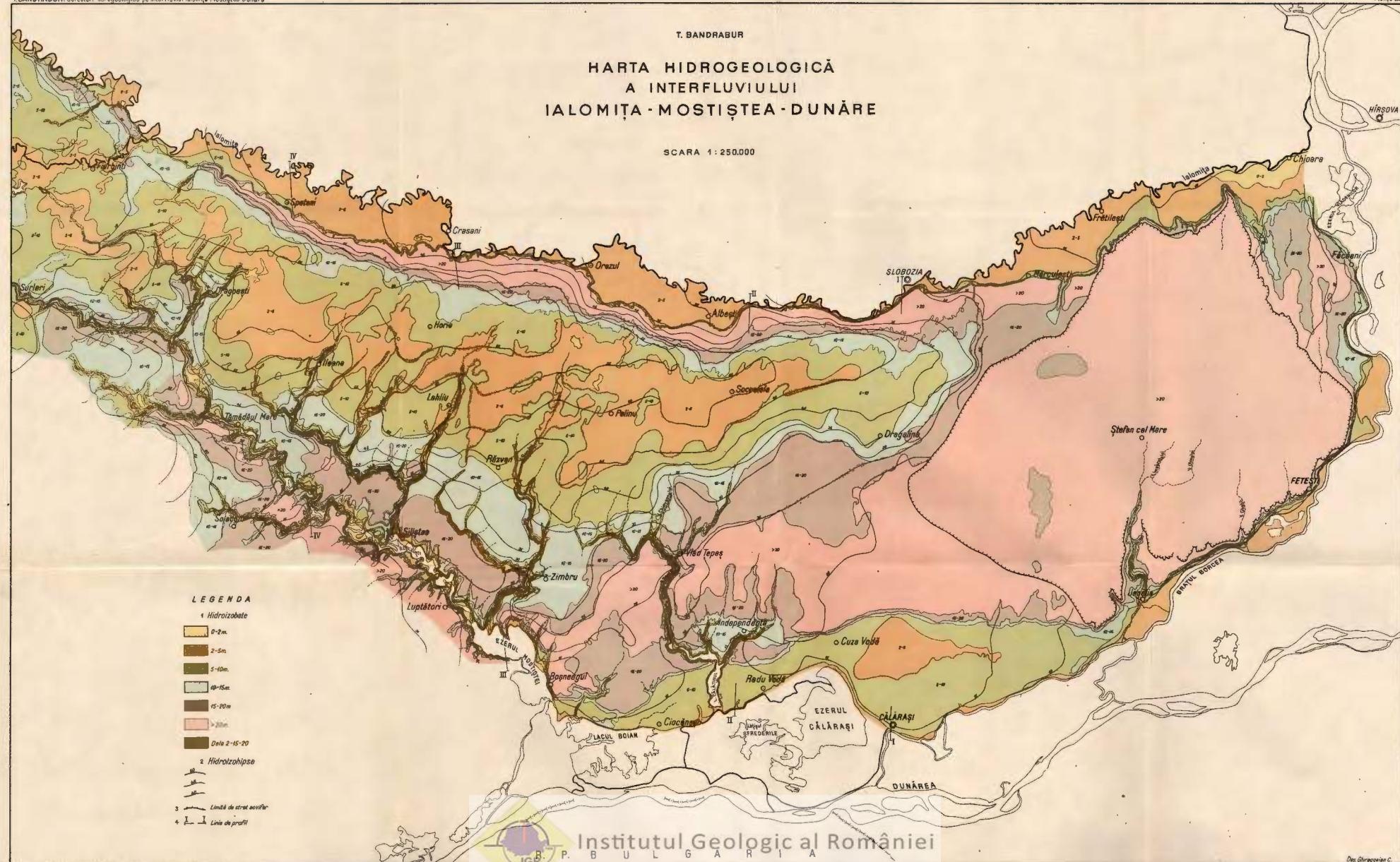
Institutul Geologic al României



T. BANDRABUR

HARTA HIDROGEOLOGICĂ A INTERFLUVIULUI IALOMIȚA - MOSTIȘTEA - DUNĂRE

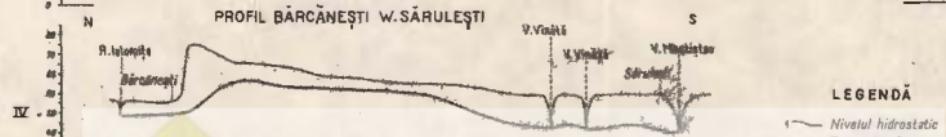
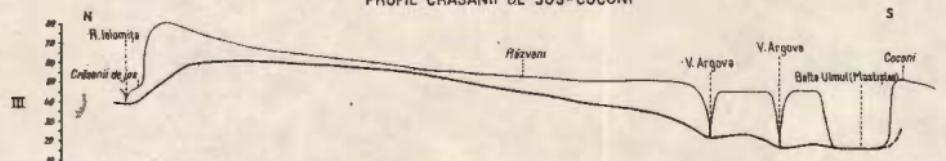
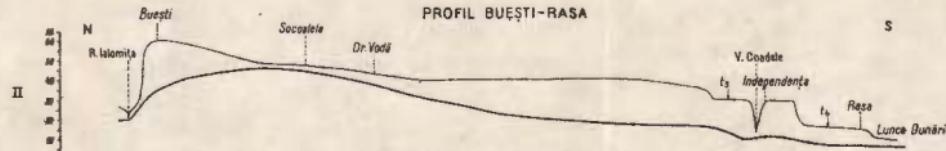
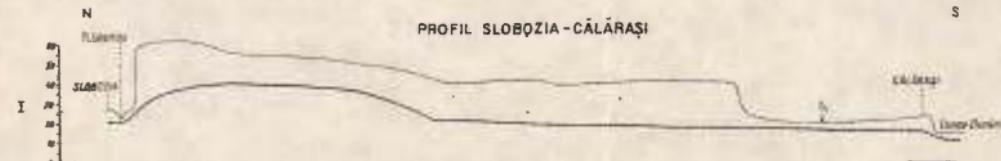
SCARA 1: 250.000



Institutul Geologic al României
B.-P. BULGARIA

T. BANDRABUR
**PROFILE MORFOLOGICE SI HIDROGEOLOGICE
 PE INTERFLUIUL
 IALOMITA-MOSTIȘTEA-DUNĂRE**

SCARA 1:250.000

**LEGENDĂ**

- 1 Nivelul hidrostatic
- 2 t₄ Teresă joasă
- 3 t₃ Teresă înălțătoare



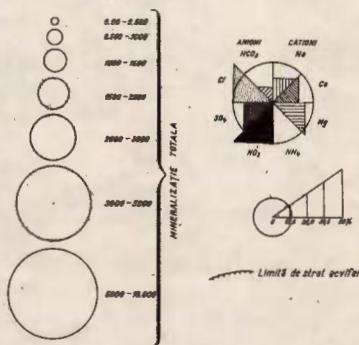
Institutul Geologic al României

T. BANDRABUR

HARTA HIDROCHIMICĂ GENERALĂ A INTERFLUIULUI IALOMIȚA-MOȘNIȚEA-DUNĂRE

SCARA 1:200.000

LEGENDA



Institutul Geologic al României

IGR

Desen: Drăghici D.

Imprim. Atel. Comit. Geol.

T. BANDRABUR
HARTA IZOMINERALIZATIEI STRATULUI ACVIFER FREATIC DIN INTERFLUVIUL
IALOMIȚA - MOSTIȘTEA - DUNĂRE

LEGENDA

- 1 Linii de egală mineralizare (cifrele reprezintă grylitrū)
- | |
|------|
| 0,50 |
| 0,75 |
| 1,00 |
| 1,25 |
| 1,50 |
| 1,75 |
| 2,00 |
| 2,25 |
| 2,50 |
| 2,75 |
| 3,00 |
| 3,25 |
- 2 Limită de strat acvifer

0 5 10 20 Km.

**RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA PLAINE
INTERFLUVIALE IALOMIȚA—MOSTIȘTEA—DANUBE**

PAR

T. BANDRABUR

(Résumé)

La région étudiée est comprise entre la Ialomița au N, la vallée de Mostiștea à l'W, le Danube au S et à l'E, représentant au total une surface d'environ 4800 km².

Au point de vue géomorphologique, la région étudiée peut être divisée en trois unités: 1, la basse plaine ou le Bărăgan proprement dit; 2, la haute plaine ou le Plateau de Hagieni; 3, les terrasses et les plaines alluviales du Danube et de la Ialomița.

À l'intérieur de la basse plaine on peut distinguer une zone de dunes, une zone de « crovuri » (tassemements circulaires ou elliptiques dans les dépôts loessoïdes) et la zone de la vallée de Jegălia.

Au point de vue géologique, la région étudiée est constituée par des dépôts mésozoïques, pliocènes et quaternaires, le soubassement étant encore inconnu.

Pour mieux comprendre la hydrogéologie de la région, nous mentionnons les termes du Quaternaire, dans les dépôts desquels sont cantonnées d'importantes accumulations d'eau.

Le Pléistocène inférieur est représenté par un horizon de sables, ayant à la base des graviers, rencontré dans les forages et dénommé « Couche de Frătești ».

Le Pléistocène moyen est représenté par un complexe marneux en général privé d'eau.

Au Pléistocène supérieur on a attribué l'horizon des « Sables de Mostiștea », ainsi que les dépôts loessoïdes épais de 20—50 m.

À l'Holocène on attribue les dépôts des terrasses inférieures et les accumulations des plaines alluviales.

Au point de vue hydrogéologique, à l'aide des données de forage et des puits de la région, on a pu identifier les couches aquifères suivantes, couche aquifère des sables albiens, couche aquifère des sables daciens, couche aquifère des Couches de Frătești, couche aquifère des Sables de Mostiștea, couche aquifère des dépôts loessoïdes et des terrasses inférieures, couche aquifère phréatique des plaines alluviales du Danube et de la Ialomița.

Pour l'exploitation on doit tenir compte des couches aquifères cantonnées dans les Couches de Frătești, des dépôts loessoïdes et des terrasses, ainsi que



du dépôt provenu des accumulations des plaines alluviales du Danube et de la Ialomița.

Dans les lentilles des graviers qui se trouvent à la base des couches de Frătești, ainsi que dans les sables situés à la partie supérieure de ces couches, circule une puissante couche aquifère ayant une importante pression de couche. La direction d'écoulement est en général W—E et le drainage est effectué par la plaine alluviale du Danube. Au point de vue chimique, l'eau de cette couche aquifère a une minéralisation totale de 0,500—1,000 g/l, présentant une dureté de 7—15 degrés allemands. En ce qui concerne le débit, il varie entre 12—51 m³/heure.

À la base des dépôts loessoïdes, ainsi que dans les accumulations des terrasses inférieure et basse du Danube, se développe une riche couche aquifère phréatique. Pour cette couche aquifère on a rédigé une carte hydrogéologique complète. De l'étude de cette carte hydrogéologique, on constate que la direction d'écoulement de l'eau est WNW—ESE; les grandes profondeurs (15—20—>20 m) de la couche aquifère phréatique se trouvent dans la partie septentrionale de la région, à l'E de la zone de Ciulnița et dans la partie méridionale et occidentale de la région, à l'exception de la basse terrasse et de la plaine alluviale du Danube. La zone à profondeur minimum (0—5 m) est axée sur un alignement orienté W—E et passe par les communes Movilița, Horia, Socoalele. Cette zone coïncide avec la ligne de partage des eaux qui sépare les eaux qui coulent vers le N, sous la force du drainage de la Ialomița, de celles qui coulent vers le S sous la force du drainage du Danube. À l'E de la route Slobozia—Călărași, les hydroisohypses de 40, 35, 30, 25 et 20 m deviennent plus serrés sur une zone étroite, la couche aquifère se trouvant à une profondeur de plus en plus grande. À l'E de cette zone, on a également constaté que la couche aquifère phréatique est développée d'une manière discontinue sur certaines lentilles constituées par un matériel plus poussiéreux.

Dans les accumulations des plaines alluviales du Danube et de la Ialomița, il existe une couche aquifère qui diffère de celle des dépôts loessoïdes, dont la profondeur est de 2—5 m.

Pour établir les caractères hydrochimiques de la couche aquifère phréatique de la région, on a analysé 200 échantillons d'eau, dont les résultats ont été indiqués sur une carte hydrochimique.

Entre les eaux phréatiques situées à des profondeurs plus grandes et celles situées à des profondeurs plus petites, on doit supposer l'existence d'un rapport génétique, mis en évidence par la carte hydrochimique, par la présentation de certaines valeurs communes des pourcentages-équivalents des ions de HCO₃⁻ et de Na⁺.



EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géomorphologique et géologique de l'interfleuve Ialomița — Mostiștea — Danube.

Holocène sup.: 1, plaine interfluviale. Holocène inf.: 2, basse terrasse q_4^1 (t_4); 3, terrasse inférieure q_4^1 (t_8). Pléistocène sup.: 4, terrasse supérieure q_3^1 (t_8); 5, plaine dépressionnaire q_3^1 . Pléistocène sup.-moyen: 6, haute plaine q_2^1 — q_3^1 . Pléistocène moyen: 7, complexe marneux q_5 ; 8, zone de dunes actives; 9, zone de dunes consolidées; 10, zone de « crows »; 11, zone des dépôts proluviaux; 12, matériaux déluviaux de pente; 13, ligne de profil; 14, forage à profondeur au-dessus de 100 m; 15, forage à profondeur dépassant 100 m; 16, cote du forage; 17, profondeur du forage; 18, Pléistocène sup.-moyen; 19, Pléistocène inf.; 20, Levantin; 21, Dacien; 22, Pontien; 23, Miocène; 24, Crétacé sup.; 25, Crétacé inf.

Planche II

Coupes morphologiques et lithologiques N—S sur l'interfleuve Ialomița — Mostiștea — Danube.

Dépôts lessoides: 1, poussière argileuse brique rougeâtre; 2, poussière sableuse macroporeuse; 3, sables poussiéreux macroporeux; 4, sables; 5, argiles; 6, marnes et argiles (complexe marneux); 7, graviers et sables (Couches de Frătești).

Planche III

Carte hydrogéologique de l'interfleuve Ialomița — Mostiștea — Danube.

1, hydroisobathes; 2, hydroisohypses; 3, limite de couche aquifère; 4, ligne de profil.

Planche IV

Coupes morphologiques et hydrogéologiques de l'interfleuve Ialomița — Mostiștea — Danube.

1, niveau hydrostatique; 2, basse terrasse; 3, terrasse inférieure.

Planche V

Carte hydrochimique générale de l'interfleuve Ialomița — Mostiștea — Danube.

Planche VI

Carte de l'isominéralisation de la couche aquifère phréatique de l'interfleuve Ialomița — Mostiștea — Danube.

1, lignes de minéralisation égale (les chiffres représentent des gr/1); 2, limite de la couche aquifère.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЖДУРЕЧИЯ ЯЛОМИЦА-МОСТИШТЕЯ-ДУНАЙ

Т. БАНДРАБУР

(Краткое изложение)

Исследуемая область граничит на севере с долиной Яломицы, на западе с долиной речки Мостиштя, а на юге и на востоке с Дунаем, занимая в общей сложности площадь приблизительно в 4800 кв. км.

С геоморфологической точки зрения ее можно подразделить на три части: 1, низменная равнина или собственно Бэрэган; 2, возвышенная



часть равнины или плато Хаджиенъ: 3, террасы и поймы Дуная и Яломицы.

В пределах низменной равнины можно выделить зону дюн, зону блюдец и зону Джигэлия.

С геологической точки зрения эта изогенная область сложена из мезозойских, плиоценовых и четвертичных отложений, ее фундамент еще не исследован.

Чтобы гидрогеология данной местности стала более ясной, мы отметим четвертичные отложения в которых вода накопилась в большом количестве.

Нижний плеистоцен представлен горизонтом песков, основание которого сложено из гальки. Он встречается в буровых скважинах и называется «слоями «Фрэтешть».

Средний плеистоцен представлен мергелевым комплексом и большей частью не содержит воды.

К верхнему плеистоцену приурочены горизонты песков «Мостиштя» и лессовидные отложения с мощностью в 20—50 м.

С гидрогеологической точки зрения, мы указываем следующие водоносные пласты, установленные на основании буровых скважин и данных полученных при картировании:

водоносный пласт альбских песков,

водоносный пласт датских песков,

водоносный пласт слоев Фрэтешть,

водоносный пласт песков Мостиштя,

водоносный пласт лессовидных отложений и нижних террас, пласт грунтовых вод пойм Дуная и Яломицы. Представляют интерес для эксплуатации водоносные пласты Фрэтешть, лессовидные отложения и террасы и водоносные пласты пойм Дуная и Яломицы.

В линзообразных слоях гальки подстилающих пласты «Фрэтешть» и в залегающих на этих пластах песках стекает перенасыщенный водой пласт, имеющий большой напор. Общее направление течения с востока на запад, водосток находится под влиянием поймы Дуная. С химической точки зрения воды этого пласта содержат от 0,500 до 1,00 грамма минералов на литр, а жесткость выраженная в немецких градусах равняется 7—15°. Дебит колеблется между 12 и 51 куб. м/час.

У основания лессовидных отложений и в водоносных пластах нижней и средней террас находится мощный пласт грунтовых вод. Для него составлена подробная гидрогеологическая карта. Эта карта указывает что направление водостока с ЗСЗ на ВЮВ; грунтовые воды встречаются на большой глубине (15—20—и больше 20-ти м.) в



северной части области, к востоку от зоны Чульницы и в южной и западной части местности, за исключением нижней террасы и поймы Дуная. Зона наименьшей глубины грунтовых вод (0,5 м) связана с линией направленной с запада к востоку, которая проходит через села Мовилица, Хория, Сокоалеле. Эта зона совпадает с водоразделом, отделяющим воды, направленные к северу вассейн Яломицы, от вод стекающих к югу по направлению к Дунаю. К востоку от шоссейной дороги Слобозия-Калараш гидрогипсы 40, 35, 30 и 20 мм. сгущаются в пределах узкой зоны, указывая на то что глубина водоносного пласта быстро растет. Установлено также что к востоку от этой зоны пласт грунтовых вод не является сплошным, а встречается только в пределах линзообразных площадей состоящих из мелкозернистого материала.

В пойменных образованиях Дуная и Яломицы, кроме лессовидных образований, существует еще другой водоносный пласт, находящийся на глубине от 2—5 м.

Для установления гидрохимических признаков этих грунтовых вод, был произведен анализ 200 проб воды и полученные в результате данные были нанесены на гидрохимическую карту

Между грунтовыми водами, находящимися на большой глубине и грунтовыми водами небольшой глубины надо предположить генетическую связь, на которую указывает гидрохимическая карта. На этой карте видно что процентный эквивалент ионов HCO_3^- и Na^+ , глубоких и неглубоких грунтовых вод имеет одинаковое значение.

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К ПРИЛОЖЕННОМУ РИСУНКУ

Приложенный рисунок I

Геоморфологическая и геологическая карта междуречья Яломица-Мостиштя-Дунай.

Верхний голоцен: 1, равнина междуречья. Нижний голоцен: 2, низкая терраса; $q_4^1 (t_4)$; 3, нижняя терраса $q_4^1 (t_3)$. Верхний плеистоцен: 4, верхняя терраса $q_3^1 (t_2)$; 5, низменная равнина q_3^1 , Верхний плеистоцен — средний: 6, высокая равнина $q_2^1 - q_3^1$. Средний плеистоцен: 7, мергелистый комплекс q_2^1 ; 8, зона деятельности дюн; 9, зона закрепленных дюн; 10, зона блюдец; 11, зона пролювиальных отложений; 12, делювиальный материал склонов; 13, разрез; 14, бурение с глубиной менее 100 метров; 15, бурение с глубиной более 100 м; 16, высота над уровнем моря на которой производится бурение; 17, глубина бурения; 18, верхний и средний плеистоцен 19, нижний плеистоцен; 20, левант; 21, дакей; 22, pont; 23, миоцен; 24, верхний мел; 25, нижний мел.



Приложенный рисунок II

Морфологические и литологические разрезы с севера на юг в области между-речья Яломица-Мостиштя-Дунай.

Лессовидные отложения: 1, кирпично-красноватая глинистая пыль; 2, макропористая глинистая пыль; 3, макропористый пылевой песок; 4, пески; 5, глины; 6, мергель и глины (мергелистый комплекс); 7, гравий и пески (слеси Фратешть).

Приложенный рисунок III

Гидрогеологическая карта междуречья Яломица-Мостиштя-Дунай.

1, гидроизобаты; 2, гидроизогипсы; 3, предел водоносного пласта; 4, разрез.

Приложенный рисунок IV

Морфологический и гидрологический разрез междуречья Яломица-Мостиштя-Дунай.

1, гидростатический уровень; 2, низкая терраса; 3, нижняя терраса.

Приложенный рисунок V

Сводная гидрохимическая карта междуречья Яломица-Мостиштя-Дунай.

Приложенный рисунок VI

Карта изображающая изоминерализацию грунтового водоносного слоя между речья Яломица-Мостиштя-Дунай.

1, кривые одинаковой минерализации (цифры изображают содержание в граммах); 2, пределы водопонсного слоя.



STUDII HIDROGEOLOGICE ÎN ZONA DUMBRAVĂ ROŞIE (RAION PIATRA NEAMȚ)

DE

GHEORGHE VASILESCU

Zona studiată se situează în regiunea Subcarpaților din imediata vecinătate a zonei marginale a Flișului, pe valea râului Bistrița, în aval de Piatra Neamț, fiind delimitată la NW de orașul Piatra Neamț, la SE de comuna Roznov, la NE de marginea cîmpului înalt (satele Izvoarele și Dumbrava Roșie din Deal), iar la SW de albia Bistriței.

Studiile au constat în cartări hidrogeologice și geomorfologice, completate cu studii experimentale hidrogeologice pentru definirea caracteristicilor stratelor acvifere în zona recomandată ca cea mai favorabilă pentru amplasarea unei captări de ape subterane.

În scopul precizării condițiilor geologice și hidrogeologice zonale s-au executat foraje mecanice și manuale.

Studiile de teren au fost completate cu analize granulometrice asupra probelor extrase din foraje și cu analize chimice asupra apelor subterane. Analizele chimice și granulometrice au fost executate în laboratoarele Întreprinderii de Prospecții.

Din punct de vedere climatologic, după datele Institutului Meteorologic, zona studiată se caracterizează printr-o temperatură medie anuală de $8^{\circ}1'$, care se repartizează pe anotimpuri astfel: iarna $2^{\circ}8'$, primăvara $8^{\circ}1'$, vara $18^{\circ}4'$, toamna $8^{\circ}8'$.

În ceea ce privește precipitațiile atmosferice, teritoriul cercetat se încadrează în regiunile cu precipitații abundente, cantitatea de precipitații medii anuale situîndu-se în jurul a 650 mm; luna iunie este în general cea mai bogată în precipitații, luna cea mai săracă în precipitații fiind luna ianuarie.

Aspecte morfologice generale ale regiunii. În ceea ce privește relieful major din această zonă semnalăm că rîul Bistrița prezintă pe partea stîngă trei nivele de terasă și lunca, toate bine individualizate (vezi harta).



Malul stîng al Bistriței. a) Terasa superioară este situată la o altitudine relativă față de luncă în medie de 32 m, fiind bine dezvoltată, cu o lățime medie de 2 km, fără a prezenta denivelări importante în cuprinsul său.

Această terasă poate fi urmărită începînd de la poalele dealului Pietricica (Piatra Neamț), în aval.

b) Terasa medie este situată la o altitudine relativă față de luncă de cca 10 m, avînd o lățime medie de 2,5 km.

În cuprinsul acestei terase se întîlnesc mici denivelări ce prezintă urmele unui vechi relief minor al terasei, în prezent parțial colmatat.

c) Terasa inferioară prezintă o dezvoltare locală, avînd o lățime maximă de 0,500 km și este situată la o altitudine relativă față de luncă de cca 7 m (pl. I).

d) Lunca se dezvoltă în general pe partea stîngă a Bistriței, avînd o lățime medie de 0,600 km.

În această unitate morfologică pot fi observate unele mici denivelări, rezultat probabil al acțiunii de eroziune a Bistriței în propriile aluviumi.

Malul drept al Bistriței este săpat în depozitele de fundament ale regiunii și prezintă un taluz abrupt cu pante variabile, datorită intensității proceselor de eroziune și prăbușire.

Acest mal este caracterizat prin lipsa nivelelor de terase în zona studiată, precum și în amonte de aceasta. În aval de zona studiată, pe malul drept al Bistriței, se întîlnesc mici pete de terasă. Astfel, în dreptul comunei Roznov se pot observa resturi din terasele superioară și inferioară, terasa medie lipsind în întregime.

Panta medie a acestor trepte morfologice este de cca 4%.

În ceea ce privește albia Bistriței, am deosebit:

1. **Albia majoră**, avînd o lățime variabilă pînă la 500 m și în cuprinsul căreia se întîlnesc mici denivelări, ce reprezintă vechi brațe reactivate la viitor.

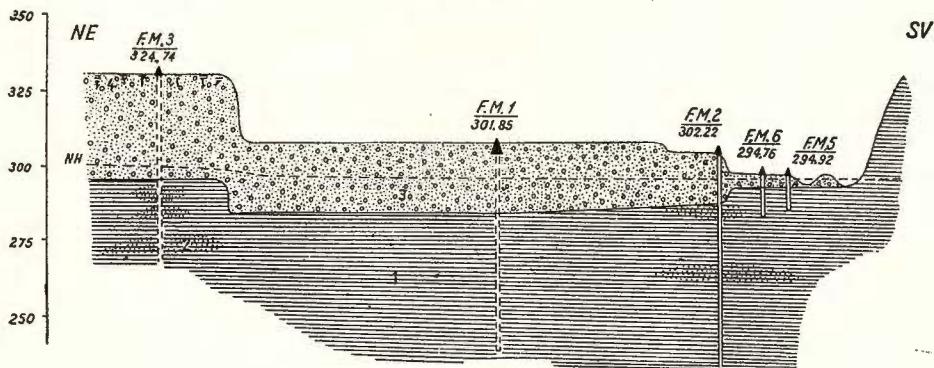
2. **Albia minoră**, cu o lățime pînă la 300 m, prezentînd meandre și grinduri inundabile.

Scurtă privire asupra geologiei regiunii. În ceea ce privește geologia zonei studiate, menționăm că, dat fiind caracterul și scopul studiilor noastre, care au avut drept obiectiv găsirea unor soluții pentru alimentare cu apă potabilă și industrială din depozitele cuaternare, precum și timpul limitat avut la dispoziție, cercetările geologice nu s-au extins asupra depozitelor antecuaternare care apar la zi în afara limitei regiunii studiate.



Prin forajele executate, am avut totuși posibilitatea să aducem unele contribuții la cunoașterea litologiei fundamentului depozitelor cuaternare.

Astfel, în forajele executate, fundamentul antecuaternar a fost întâlnit la adâncimile de: 30,20 m (cota 294,54) în terasa superioară, 19,95 m (cota 281,90) în terasa medie și 17,40 — 20,00 m (cota 282,22—280,97) în terasa inferioară, iar în luncă la adâncimea de 3,50—4,90 m (cota 291,50—290,10) și este reprezentat prin argile cenușii-negricioase, slab nisipoase, tari, cu intercalații subțiri de argile cenușii-gălbui și nisip argilos galben.



Profil transversal prin terasele și lunca Bistriței.

1, argile; 2, gresie; 3, nisip grosier cu pietriș și bolovaniș; 4, sol.

În aceste argile se întâlnesc rare intercalații de șisturi argiloase negre, lentile de nisip cu pietriș mărunt, precum și intercalații subțiri de nisipuri fine și medii cenușii-albicioase cementate.

Începînd de la adâncimea de 21,00 m (cota 279,97) în terasa inferioară și 4—5 m în luncă (cotele 291,50—290,00), s-au întâlnit în aceste argile intercalații de gips sub 1,00 cm grosime și intercalații subțiri de argile cenușii cu un conținut ridicat de sare, iar în terasa medie pe adâncimea de 69,40—69,70 m (cotele 232,45—232,15) argile cenușii cu intercalații argiloase de sare, avînd aspectul unei brecii.

În ceea ce privește depozitele cuaternare care iau parte la alcătuirea treptelor morfologice ale Bistriței, le vom descrie în raport cu succesiunea lor.

Terasa superioară — fundamentul a fost întâlnit la adâncimea de 30,20 m, adică la cota + 294,54 m, în profilul de foraje (vezi figura).

Peste depozitele din fundament stau aluviuni vechi în grosime de 24,20 m, reprezentate prin nisipuri grozioase cenușii, necoezive, cu pietriș și bolovaniș ($\varnothing < 300$ mm) constituit din gresii rulate, șisturi cristaline și cuarțite. Urmează apoi un strat de nisipuri grozioase cenușii, necoezive, în grosime de 6 m, care la partea superioară, pe cca 0,50 m, trec la nisip prăfos.

La suprafață, depozitele cuaternare sunt acoperite de un strat de sol brun, macroporic, gros de cca 0,90 m.

Terasa medie — fundamentul a fost întărit la o adâncime de 19,95 m, respectiv la cota +281,90 m, pe profilul executat.

Depozitele de fundamente suportă un strat de aluviuni vechi, constituit din nisipuri grozioase cenușii, necoezive, cu pietriș și bolovăniș rulat $\varnothing < 250$ mm, format din gresii rulate, sisturi cristaline și cuarțite.

La partea superioară, pe cca 0,30 m, aceste nisipuri grozioase, cu pietriș și bolovăniș, trec direct la un sol cenușiu-gălbui, cu pietriș. Grosimea acestui strat psefitic este de 19,95 metri.

Terasa inferioară — fundamentul a fost întărit la adâncimea de 17,40—20 m, respectiv la cota 282,22—280,97 metri d.n.m.

Acumulațiile acestei terase sunt identice cu aceleia din terasa medie, cu singura deosebire că în cuprinsul acestei terase, la suprafață, se dezvoltă un strat de cca 1,20 m grosime de nisip prăfos gălbui, care la partea superioară trece la un sol brun-gălbui.

În luncă, fundamentul a fost întărit la cca 4 m adâncime de la suprafață, respectiv la cota 290,70 m d.n.m.

Acumulațiile de luncă sunt constituite dintr-un strat de nisipuri grozioase cenușii, necoezive, cu pietriș și bolovăniș rulat ($\varnothing < 300$ mm), grosimea acestui strat fiind de cca 3,20 m.

La suprafață, peste stratul de nisipuri grozioase cu pietriș și bolovăniș se dezvoltă un strat de nisip prăfos, galben-cenușiu, slab coeziv, având o grosime de cca 0,80 m.

De-a lungul taluzelor, reprezentând liniile de contact dintre terase, precum și de-a lungul liniei de contact a terasei inferioare cu lunca, se constată prezența unor depozite deluviale cu grosimi reduse, formate din prafuri nisipoase și nisipuri fine cu pietriș mărunt.

Pe baza rezultatelor analizelor granulometrice efectuate asupra probelor extrase din forajele de cercetare hidrogeologică ce s-au executat în lunca Bistriței, materialul aluvionar poate fi definit ca nisip grozior cu pietriș și bolovăniș.

Diametrul efectiv (d_{10}) al acestui material variază între 0,10 mm și 3,00 mm, având valori medii de 0,70 mm. Cît privește coeficientul de neuniformitate, acesta variază între 7 și 80.

Această variație între limite atât de largi pune în evidență caracterul torențial al depozitelor aluvionare.

Caracteristicile morfogenetice ale regiunii. Din analiza modului de dezvoltare a depozitelor cuaternare din terasele și lunca Bistriței se pot desprinde o

serie de concluzii importante asupra morfogenezei regiunii, precum și asupra evoluției paleogeografice a râului Bistrița în această zonă.

În primul rînd, dezvoltarea mare a teraselor pe malul stîng, cu prezentarea întregii succesiuni a acestor trepte morfologice și lipsa aproape totală a teraselor pe partea dreaptă, unde ele apar numai ca mici petece, constituie o indicație în sensul că în regiunea studiată albia Bistriței s-a deplasat în Cuaternar treptat de la exterior spre interior (respectiv de la NE spre SW).

Pe de altă parte, examinînd planșa II, se constată că patul aluviunilor se dezvoltă anormal, suprafața de contact între depozitele cuaternare și miocene prezentînd o morfologie deosebită de relieful de suprafață actual al teraselor și luncii.

Existența unor depozite aluvionare de cca 30 m grosime în terasa superioară nu poate fi explicată decît prin admiterea existenței a două etape de dezvoltare a acestei terase.

În prima etapă, rîul s-a adîncit în depozitele miocene de la nivelul cîmpului actual pînă la cota 294,54 m d.n.m., respectiv o adîncime de cca 34 m.

În a doua etapă, datorită unor cauze care nu ar putea fi încă precizate (o subsidență locală, o ridicare a nivelului de bază al rîului, etc.), a avut loc un proces de acumulare intensă, care a dus la generarea acestor depozite.

Genetica terasei medii a fost asemănătoare cu aceea a terasei superioare. Menționăm însă că adîncirea Paleobistriței din epoca terasei medii a depășit cu 12,64 m cota talvegului din epoca terasei superioare.

În epoca terasei interioare s-a manifestat o nouă mișcare de ridicare, în urma căreia cursul Bistriței s-a adîncit din nou. Amplitudinea acestei mișcări de ridicare pare să fi fost mai mică decît aceea din epoca terasei medii, întrucît suprafața de contact dintre depozitele cuaternare și fundimentul miocen păstrează cote egale în terasa medie și terasa inferioară.

Ar reieși deci că este posibil ca în alcătuirea terasei inferioare să intre la bază acumulări din epoca terasei medii, acoperite de acumulările terasei inferioare. Această alcătuire a terasei constituie un argument care pledează pentru faptul că în epoca terasei inferioare Bistrița nu a depășit spre interior limitele luncii din epoca terasei medii.

Acumularea aluviunilor din terasa inferioară a avut loc într-un interval în care s-a manifestat un proces de subsidență locală. Această afirmație este întemeiată de constatarea că suprafața-limită dintre Cuaternar și Miocen din terasa inferioară se găsește la o cotă inferioară patului aluviunilor din luncă.

În epoca luncii, se pare că deplasarea către interior a cursului Bistriței s-a accentuat foarte mult, astfel încît, spre deosebire de epoca terasei inferioare, albia rîului s-a dezvoltat exclusiv pe seama erodării fundimentului, care alcătuia versantul drept.



Depozitele aluvionare din luncă au o grosime mică, variind în jurul a 4 m. Acest fapt ar putea să pledeze în favoarea argumentului că, în Actual, Bistrița se află în stadiul de eroziune laterală și de acumulări incipiente.

Toate aceste oscilații pe verticală, cît și deplasările cursului Bistriței spre interior, ce s-au manifestat în această zonă, le punem în legătură cu acțiunea proceselor neotectonice care au afectat întregul ținut din imediata vecinătate a Subcarpaților.

Hidrogeologia regiunii. În ceea ce privește hidrogeologia regiunii, din studiile executate rezultă existența unor orizonturi de ape subterane, circulând în acumulările aluvionare de nisipuri grozioare cu pietriș și bolovăniș.

În formațiunile miocene de fundament nu s-au semnalat strate acvifere importante în zona studiată, pînă la adîncimea explorată (69,40 m în terasa inferioară).

Faptul că pînă la adîncimea forată s-au întîlnit lentile subțiri de nisipuri ar permite să se afirme că în adîncime ar fi posibilă existența unor depozite psamitice mai însemnate. În această eventualitate ar fi de așteptat existența unor strate acvifere de adîncime.

Față de faptul că formațiunile miocene din regiune au un conținut ridicat în săruri, în special clorură de sodiu și sulfat de calciu, este de presupus că apele de adîncime sănt puternic mineralizate și deci nepotabile.

În ceea ce privește orizontul apelor freatic care circulă în acumulările aluvionare din terase și luncă, studiile executate au arătat existența a trei strate acvifere: stratul acvifer freatic din terasa superioară, stratul acvifer freatic din terasele medie și inferioară, stratul acvifer freatic din luncă, fiecare caracterizat prin grosimi și nivele hidrostatice diferite.

Stratul acvifer freatic din terasa superioară. În acumulările aluvionare ale terasei superioare, s-a generat un strat acvifer freatic, alimentat prin infiltrări din precipitațiile atmosferice. Grosimea acestui strat acvifer este de 4–5 m, nivelul hidrostatic găsindu-se la cca 25 m de la suprafața terenului.

Pe linia de contact cu terasa medie, acest strat acvifer este drenat în acumulările de pietrișuri din terasa medie.

Direcția de curgere a acestui strat acvifer este N–S.

Stratul acvifer freatic din terasa medie și inferioară. În acumulările aluvionare ale acestor terase s-a generat un strat acvifer freatic care este alimentat pe de o parte prin infiltrări din precipitațiile atmosferice, iar pe de altă parte din infiltrăriile nemijlocite din stratul acvifer din terasa superioară, pe linia de contact cu terasa respectivă.



Grosimea acestui strat acvifer este de cca 8 m, iar nivelul hidrostatic se află la 8—9 m adâncime de la suprafața terenului în terasa inferioară și 12—14 m adâncime de la suprafața terenului în terasa medie.

Așa cum rezultă din alura hidroizohipselor trasate în planșa I, direcția de curgere a acestui strat acvifer este în general NNW—SSE.

Stratul acvifer freatic din luncă. În acumulările aluvionare ale luncii s-a generat un puternic strat acvifer freatic.

Sursa principală de alimentare a acestui strat acvifer o constituie infiltratiile nemijlocite din apele superficiale ale Bistriței.

În secundar, acest strat acvifer este alimentat prin drenarea parțială a stratului acvifer din terasa medie și inferioară, cît și din infiltratiile precipitațiilor ce cad pe suprafața luncii.

Direcția de curgere a acestui strat acvifer este în general paralelă cu direcția cursului Bistriței, iar nivelul hidrostatic este permanent influențat de fluctuațiile nivelului apelor Bistriței.

Din prezentarea geologică, geomorfologică și hidrogeologică a regiunii, se pot desprinde următoarele concluzii, privind posibilitățile de alimentare cu apă potabilă și industrială în această zonă:

Orizonturile acvifere care ar exista eventual în cuprinsul depozitelor de fundiment, datorită dezvoltării lor lenticulare și probabil mineralizațiilor accentuate, nu pot în nici un caz să constituie o sursă importantă de alimentare cu apă; rămân ca singură sursă posibilă de alimentare cu apă, stratele acvifere freaticе.

Din cele trei strate acvifere freaticе, stratul acvifer din terasa superioară trebuie exclus de la început, datorită următoarelor cauze:

O stație de exploatare a apelor subterane din depozitele aluvionare ale terasei superioare ar funcționa greoi, datorită adâncimii mari de la care ar trebui ridicată apa, în comparație cu celelalte strate acvifere freaticе (26—27 m);

Alimentării exclusive din precipitații a acestui strat acvifer, ceea ce face ca debitul său să fie dependent de regimul precipitațiilor și deci nu poate exista certitudinea asigurării unui debit constant.

Rămân deci două posibilități: exploatarea stratului acvifer din terasa medie și inferioară sau exploatarea stratului acvifer din luncă.

Dintre aceste două soluții, se impune exploatarea stratului acvifer freatic din luncă, pe următoarele considerente:

Cota nivelului hidrostatic al celor două strate acvifere este aproximativ aceeași. Din acest motiv, indiferent de amplasarea stației de exploatare pe terasă sau în luncă, energia necesară pompării apei va fi aproximativ aceeași.

În afara de acest considerent, trebuie să ținem seama de condițiile de alimentare ale acestor strate acvifere. Astfel, pe cind stratul acvifer din luncă este

alimentat prin infiltrații nemijlocite din apele superficiale ale Bistriței, deci există posibilitatea obținerii unor debite foarte mari și constante, stratul acvifer din terasa medie și inferioară este alimentat prin infiltrația apelor din precipitații, fapt care nu poate asigura un debit constant în exploatare.

În concluzie, față de cele arătate și ținând seama de condițiile hidrodinamice naturale de alimentare ale celor două strate acvifere, reiese că sursa cea mai indicată pentru alimentarea cu apă o constituie stratul acvifer freatic din luncă.

Aceste concluzii au constituit premiza care ne-a condus la alegerea Șesului Rujana din lunca Bistriței ca punctul cel mai indicat pentru detalierea studiilor hidrogeologice.

Pentru stabilirea caracteristicilor hidrogeologice ale stratului acvifer freatic în acest punct, s-au executat lucrări de detaliu prin foraje manuale.

În urma stabilirii adâncimii de la suprafața terenului a nivelului hidrostatic, a grosimii stratului acvifer, a direcției de curgere a apei prin metoda celor trei puncte, precum și granulometria stratului de nisip cu pietriș și bolovăniș în care circulă apele subterane, am fixat pe acest amplasament o stație de pompări experimentale. Aceasta a fost executată la cca 250 m de fruntea terasei inferioare și a constat dintr-un puț central din care s-au făcut pompările și 12 foraje de observație, toate săpate pînă la stratul impermeabil din culcușul stratului acvifer.

Forajele de observație au fost dispuse pe două direcții și anume paralel și perpendicular pe direcția de curgere a Bistriței, puțul central situîndu-se la mijloc, în punctul de intersecție al celor două direcții alese ce se intersectau în cruce.

Distanța între puțurile de observație a fost aleasă între 6,50–8 m.

În baza pompărilor experimentale executate, am stabilit că valoarea coeficientului de infiltrație al stratului acvifer freatic din luncă este $K = 624 \text{ m}/24 \text{ h}$.

Tinînd seama de valoarea coeficientului de infiltrație $K = 624 \text{ m}/24 \text{ h}$, de panta suprafeței libere a stratului acvifer $i = 4,125\%$, precum și de grosimea medie a stratului acvifer, respectiv $H = 2 \text{ m}$, rezultă că pe o secțiune de 100 m lungime, dispusă perpendicular pe direcția de curgere a stratului acvifer, acesta are o capacitate de debitare în condiții naturale $Q = 514,800 \text{ mc}/24 \text{ h}$.

În ceea ce privește chimismul stratului acvifer respectiv, în baza analizelor chimice efectuate, rezultă că apa corespunde condițiilor prevăzute pentru ape potabile de STAS nr. 1342–50, avînd mineralizația totală de $0,4000 \text{ g/l}$ și durata de 13° germane.



G.H.VASILESCU

HARTA HIDROGEOLOGICĂ A ZONEI DUMBRAVA ROȘIE

Scara 1:50.000



Institutul Geologic al României

ÉTUDES HYDROGÉOLOGIQUES DANS LA ZONE DE DUMBRAVA ROŞIE (DISTRICT DE PIATRA NEAMȚ)

PAR

GHEORGHE VASILESCU

(Résumé)

La zone étudiée est située dans la région subcarpatique, dans la vallée de la Bistrița, en aval de Piatra Neamț.

Au point de vue morphologique, on a délimité dans la zone étudiée, sur la rive gauche de la Bistrița, trois niveaux de terrasse et de plaine alluviale. La rive droite de la Bistrița est creusée dans les dépôts du soubassement.

À la constitution géologique du périmètre étudié prennent part les dépôts quaternaires et miocènes.

Les dépôts quaternaires sont représentés, en général, par des sables grossiers, gris, non cohésifs, à gravier et cailloutis ($\varnothing < 300$ m), constitués par des grès roulés, schistes cristallins et quartzites, qui, à la partie supérieure, passent à des sables plus fins. À la surface, les dépôts quaternaires sont couverts d'une couche de sol brun, macroporeux, ayant maximum 0,90 m d'épaisseur.

L'épaisseur des dépôts quaternaires varie entre 3,50 m dans la plaine alluviale et 30,20 m dans la terrasse supérieure.

Les dépôts antéquaternaires (miocènes) sont représentés, jusqu'à la profondeur étudiée par des forages, par des argiles gris noirâtre, légèrement sablonneuses, dures, à minces intercalations d'argiles gris jaunâtre et de sable argileux jaune, ainsi qu'à intercalations de quelques centimètres de gypse et d'argiles grises ayant une teneur élevée en sel.

En ce qui concerne les caractères morphogénétiques de la région, à la suite de l'analyse du mode de développement des dépôts quaternaires, on constate que la surface de contact des dépôts quaternaires et miocènes présente une morphologie différente de celle du relief des terrasses et de la plaine alluviale.

Au point de vue hydrogéologique, on a établi dans la zone étudiée l'existence de deux catégories de couches aquifères: les couches aquifères de profondeur et les couches aquifères phréatiques.

Les couches aquifères de profondeur, étant donné leur degré de minéralisation accentué et probablement leur développement lenticulaire, n'ont pas constitué l'objet de nos recherches.

Les couches aquifères phréatiques sont cantonnées dans les dépôts quaternaires des terrasses et de plaine alluviale et les études entreprises ont mis en évidence l'existence de trois couches aquifères phréatiques:



1. Couche aquifère phréatique de la terrasse supérieure,
2. Couche aquifère phréatique des terrasses moyenne et inférieure,
3. Couche aquifère phréatique de la plaine alluviale,

chacune caractérisée par des épaisseurs et des niveaux hydrostatiques différents.

À la suite des recherches de détail entreprises dans la zone dont nous nous occupons, on a établi que la couche aquifère phréatique de la plaine alluviale est la plus indiquée pour l'exploitation en vue de l'alimentation avec de l'eau potable et industrielle, étant donné son grand et constant débit d'eau et les conditions propres à l'exécution des constructions de captage.

EXPLICATION DE LA FIGURE ET DE LA CARTE

FIGURE

Coupe transversale des terrasses et de la plaine interfluviale de la Bistrița.

1, argiles; 2, grès; 3, sable grossier à gravier menu et grossier; 4, sol.

CARTE

Carte hydrogéologique de la zone de Dumbrava Roșie.

1, sousbasement miocène; 2, limite de la terrasse supérieure; 3, limite de la terrasse moyenne; 4, limite de la terrasse inférieure; 5, hydroisohypes; 6, forages manuels; 7, forages mécaniques.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНЕ ДУМБРАВА РОШИЕ (РАЙОН П. НЯМЦ)

ГЕОРГЕ ВАСИЛЕСКУ

(Краткое изложение)

Эта зона находится в Прикарпатской области, в долине реки Бистрица, ниже города Пъятра Нямц.

С морфологической точки зрения, в данной зоне на левом побережье р. Бистрицы были выделены три террасы и пойма. Правый берег реки Бистрицы врезывается в отложения фундамента.

В геологическом образовании этой области приняли участие четвертичные и миоценовые отложения.



Четвертичные отложения представлены в общих чертах серыми несвязанными грубозернистыми песками с примесью гальки и булыжника, $\varnothing < 300$ м., состоящего из о-катанного песчаника, кристаллических сланцев и кварцитов, переходящих в верхних слоях в более тонко-зернистые пески. На поверхности, четвертичные отложения покрыты слоем бурой, макропористой почвы, с максимальной мощностью в 0,90 м.

Мощность четвертичных отложений колеблется между 3,50 м в пойме и 30,20 м на верхней террасе.

Дочетвертичные отложения (миоценовые), до исследованной глубины при помощи скважин, представлены черновато-серыми, слегка песчанистами, затвердевшими глинами, с тонкими прослойками желтовато-серой глины и очень тонкими прослойками гипса и серой глины, в большом количестве содержащей соль.

Что касается морфогенетической характеристики этой местности, анализ образования четвертичных отложений приводит к заключению что площадь соприкосновения между четвертичными и миоценовыми отложениями, отличается от морфологии настоящего рельефа террас и поймы.

С гидрогеологической точки зрения, в этой зоне установлено две категории водоносных пластов: глубинные и грунтовые.

Глубинные водоносные пласты, вследствие сильной минерализации и предположаемой линзообразной формы не входят в круг наших исследований.

Грунтовые водоносные пласты находятся в четвертичных отложениях террас и поймы и на основании произведенных в них исследований установлено три грунтовых водоносных пласта:

1. Водоносный пласт грунтовых вод верхней террасы,
2. Водоносный пласт грунтовых вод средней и нижней террас,
3. Водоносный пласт грунтовых вод поймы,

каждый охарактеризован соответствующей мощностью и гидростатическим уровнем.

Вследствие детальных разведок, произведенных в этой зоне, установлено что водоносный пласт грунтовых вод поймы является самым благоприятным для использования его воды для питья и для промышленных целей, так как имеет большой и постоянный дебит и не представляет трудностей для построения водосборного сооружения.



ОВЬЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К РИСУНКУ И К КАРТЕ

РИСУНОК

Поперечный разрез террас и низменного междуречья называемого равниной Бистрицы.

1, глина; 2, песчаник; 3, грубозернистый песок с грубым и мелким гравием; 4, почва.

КАРТА

Гидрогеологическая карта зона Думбрава Рошие.

1, миоценовое понижение; 2, граница верхней террасы; 3, граница средней террасы; 4, граница нижней террасы; 5, гидроизогипсы; 6, ручное бурение; 7, механическое бурение.



STUDIU HIDROGEOLOGIC PRIVIND OLTEANIA DE SE

DE

E. LITEANU, A. PRICĂJAN, T. BANDRABUR, G. VASILESCU, C. MARTINIUC,
L. GAVRILESCU, AL. GHEORGHE, D. CĂLDĂRIN, I. VINTILESCU,
și G. NIMIGEANU

I. MORFOGRAFIA REGIUNII

A) Introducere. În lucrarea de față prezentăm rezultatele cercetărilor noastre efectuate în anul 1952.

Terenul cercetat cuprinde o regiune ce se întinde spre W pînă la o linie ce unește satul Gura Padinei, așezat pe malul Dunării, cu Obîrșia Veche și Redișoara, situate pe cîmpul înalt, iar spre E pînă în albia Oltului. La N, hotarul trece pe la Cezieni—Cioroiul, pînă în cursul Oltului, în dreptul satului Malul Roșu, iar latura de S a regiunii o constituie lunca Dunării.

Între hotarele indicate este cuprinsă o suprafață de cca 1200 km² care, din punct de vedere administrativ, aparține raioanelor Caracal și Corabia, iar o mică porțiune din SE, raionului T. Măgurele.

Din punct de vedere morfologic, regiunea face parte din Cîmpia getică, ce se întinde de la E de T. Severin pînă spre cumpăna apelor dinspre E de bazinul rîului Vedea și de la regiunea colinară pînă la Dunăre, unitate caracterizată printr-un contact puțin evident cu regiunea colinară, prin direcția aproape N—S a văilor principale, în lungul căror se află o serie de terase bine dezvoltate, ce se racordează cu cele ale Dunării și, în fine, printr-o altitudine și vechime mai mare decît a Cîmpiei romîne orientale, unitate structurală învecinată.

Regiunea cercetată cuprinde partea de SE a Cîmpiei getice, unde sînt dezvoltate, pe cea mai mare întindere, terasele Oltului și ale Dunării și unde altitudinea ei scade sub 100 m.

Din această suprafață, cca 64% se află între 50—100 m alt., 26% sub 50 m alt. și numai 10% peste 100 m alt.



Privind de pe malul stîng al Oltului, mult mai înalt decît cel opus, se observă că regiunea este ușor înclinată de la WNW spre ESE și scade în trepte de la apus spre răsărit; iar în partea sudică aceste trepte se succed de la N spre lunca Dunării.

Treapta cea mai înaltă, 50—60 m peste lunca Oltului, avînd altitudini crescîndice spre N, unde se confundă aproape cu colinele oltene, constituie interfluviul dintre Olt și Jiu, un fragment din cîmpul înalt.

Din lunca Oltului, a cărei lățime variază între 4—8 km, pînă la marginea cîmpului înalt, se succed mai multe nivele de terasă, a căror altitudine relativă peste lunca Oltului este cuprinsă între 18—27 m (terasa Caracal), 8—15 m (terasa Hotărani) și 2—10 m (terasa Stoenești).

În partea de S, paralel cu Dunărea, se întind deasemeni trei nivele de terasă, situate peste lunca fluviului la: 20—27 m (terasa Vișina), 10—15 m (terasa Corabia) și 5—10 m (terasa Islaz).

Terasele Caracal și Vișina se mărginesc cu cîmpul înalt, care le domină cu 25—30 m, dar contactul între aceste forme de relief nu este atît de accentuat, deoarece țîțîna acestor terase a fost acoperită de deluvii groase și totodată, în cele mai multe cazuri, pîraiele de pe cîmp au depus conuri de dejecție pe podul acestor trepte. Marginea cîmpului este totuși destul de evidentă prin energia de relief și printr-o linie de izvoare care au determinat un sir de aşezări mari: Vădăstrața, Vădastra, Vișina, Brastavăt, Crușov, Grădinele, Studina, Devesel, Caracal.

În ceea ce privește contactul dintre terase, se constată că el este mai evident în partea de N și din ce în ce mai puțin accentuat spre S, unde, pe anumite zone, nivelele de terase ajung aproape să se confundă.

Podurile acestor terase sint în general netede și numai rar tulburate de mici movile. Pe măsura deplasării spre S, acestea devin însă mai fragmentate, din cauza văilor și a unor crovuri conjugate.

Dintre văile care traversează regiunea, unele iau naștere în cîmp, prezintînd maluri înalte de 10—30 m, între care se scurge un neînsemnat fir de apă, de cele mai multe ori formînd mici iazuri prin îndigurî primitive și care la intrarea în zona teraselor se pierd prin infiltrare în depozitele deluviale.

Alte văi generează pe podul teraselor, dar puține ajung pînă la Olt.

Orientarea generală a văilor la S de confluența Oltețului este WNW—ESE, dar văile își schimbă această orientare cu cît se apropiie de V. Oltului. În deosebi, văile mai mici, îndată ce ajung pe terasa Stoenești, se îndreaptă spre S.

Adîncimea văilor care străbat terasele, în afară de V. Oltețului și V. Tesluiu-lui, variază între 0,5—7 m.

Atît Dunărea, cît și Oltul, au creat lunci care se desfășoară pe suprafețe întinse (4—8 km la Olt și aproape 13 km la Dunăre), cînd pe o parte, cînd pe alta a cursului lor.



Luncile nu reprezintă suprafețe netede, ci sunt fragmentate de o serie de gîrle și brațe părăsite, activate numai în timpul viiturilor.

B) Descrierea formelor de relief. 1. *Cîmpul înalt* este reprezentat printr-o suprafață netedă, ce se aplica în pantă usoară ($1-1,5$ m/km) de la WNW la ESE și local de la N la S, fiind mărginit la W, E și S de terasele Jiului, Oltului și Dunării, iar la N de colinele oltene.

Suprafața studiată cuprinde din această unitate morfologică numai zona de E.

Altitudinea cîmpului se menține în general peste 100 m și numai în partea sudică coboară puțin sub această cotă (97 m la N de Obîrșia Veche, 94 m lîngă Crușov, 87 m la S de Brastavăt).

Dunele, atât de caracteristice zonei vestice a acestui cîmp, lipsesc în această parte, iar pe suprafață netedă a cîmpului se ridică numai movile cu o înălțime de $1-5$ m, unele izolate, altele adunate mai multe la un loc, situate pe marginea lui sau pe interfluviile mai ridicate.

Cîmpul, în zona studiată, prezintă o fragmentare și o energie de relief mai pronunțată (văi adânci de la 10 la 30 m) pe măsura apropierea de marginea de S și E, unde suprafața să începe să mai înclinață pînă ce se confundă cu deluviiile de pe terasele superioare ale Oltului și Dunării.

2. *Terasele* reprezintă 88% din suprafața regiunii studiate. Aici sunt dezvoltate trei terase ale Oltului, denumite: Caracal, Hotărani și Stoenești, care se racordează cu cele trei terase ale Dunării: Vișina, Corabia și Islaz.

Terasele Vișina și Corabia ocupă cele mai întinse suprafețe din partea sudică a regiunii, începînd de la N de Vișina Veche și pînă la Măgura Isbicenilor, iar de aici pînă la halta Gîrcov și lunca Dunării.

În ceea ce privește terasele superioare (Caracal și Vișina), acestea sunt caracterizate prin suprafețe întinse, fragmentate de văi, și prin prezența unor conuri de dejecție dezvoltate la contactul lor cu cîmpul; terasele medii (Hotărani și Corabia) prezintă poduri mai înguste și o fragmentare mai mare, iar terasele inferioare (Stoenești și Islaz) sunt cele mai puțin fragmentate și ocupă fîșii înguste ce mărginesc luncile Oltului și Dunării.

a) *Terasa Caracal și terasa Vișina.* Nivelul terasei Caracal a fost urmărit din apropiere de satul Bobii Mici, situat pe valea Oltețului, pînă în apropiere de Vișina Veche, unde ajunge la cea mai mare largime (14 km). Către N se îngustează treptat și atinge în dreptul orașului Caracal 7 km, iar la Hotărani are 5 km. Lungimea acestei terase, măsurată de la Fălcău și pînă la Vișina Veche, este cca 40 km, iar altitudinea sa peste lunca Oltului variază între 18–27 m.

Din dreptul Fălcoiului și pînă la Balta Potopinului, de unde începe terasa Hotărani, pe o distanță de 5 km, terasa Caracal mărginește lunca Oltului, spre care se termină cu malurile înalte.

Valea Tesluiului traversează terasa Caracal de la W la E, pînă în dreptul comunei Dobrosloveni. Între Potopini și Dobrosloveni, aceste terase se îngustează foarte mult, rămînind în formă de pinten lîngă satul Reșca și dominînd terasa Hotărani și lunca Tesluiului.

De la confluența văii Frăsinetului și pînă în dreptul satului Reșca acest nivel însoteste valea Tesluiului. De la această confluență și pînă la pîrul Caracal, marginea ei este evidentă, ridicîndu-se cu 6—7 m peste terasa Hotărani. La S însă de această vale, pînă în dreptul satului Rusănești, contactul cu terasa inferioară este mai puțin evident, astfel încît pe unele zone s-ar părea că se confundă cu nivelul terasei Hotărani.

În partea de miazăzi, pe direcția Vișina — Măgura Mare, terasa Caracal se racordează cu terasa Vișina. Pe această direcție se întinde și un interfluviu mai ridicat, pe care se înșiruie mai multe mobile: Măgura Vameșului, Bostanilor, Măgura Mare (63 m), etc.

Fruntea terasei Vișina este acoperită de deluvii groase, totuși este evidentă pe unele porțiuni ale unor interfluvii care se succed de la NE la SW și pe care se află următoarele mobile: Siru Merelor (54 m), Tuțoi (58 m), Gemenilor (54 m), Măgura lui Irimia Celei (53 m), Ciocăni (48 m), Măgura Mare-Celei (54 m), Orlea (49 m), etc.

Terasa Vișina se desfășoară la N de Dunăre, iar fruntea ei trece pe la N de Corabia și pe la S de Vîrtop, unde are o lățime de 8 km. Lungimea acestei terase, măsurată de la Măgura Draghii (54 m), situată la SE de Măgura Mare, pînă la Vîrtop, atinge 20 km. Altitudinea ei peste lunca Dunării este de 20—27 m.

Terasa Vișina, împreună cu terasa Caracal, însumează, între hotarele regiunii studiate, o suprafață de cca 481 km². În vecinătatea cîmpului, suprafața lor este mai ridicată din cauza proluviilor depuse de apele de șiroire ce se scurg din cuprinsul acestuia. Deasemenea, pe podul teraselor menționate se mai constată prezența unui relief minor, reprezentat prin mobile, văiugi și crovuri puțin adînci.

b) Terasa Hotărani și terasa Corabia ocupă în cuprinsul regiunii o suprafață de 206 km². Altitudinile lor relative peste luncile respective variază între 8 și 15 m.

Terasa Hotărani mărginește lunca Oltului de la Balta Potopinului și pînă la Fărcașele de Sus, de unde apare terasa Stoenești. Terasa Hotărani este dezvoltată și pe ambele părți ale văii Tesluiului, observîndu-se clar între satele Reșca și Dobrosloveni. Pe versantul de S ea însoteste această vale pînă la confluența cu Frăsinetul. Pe versantul de N terasa este redusă la suprafete înguste, pe care

le regăsim în tot lungul văii pînă în amonte de Cezieni, unde apare din nou pe ambele maluri.

De-a lungul Oltului, fruntea terasei Hotărani este destul de evidentă pe toată lungimea sa, iar podul acestea domină terasa Stoenești cu 3—7 m, pe un spațiu cuprins între Fărcașele de Sus și Rusănești.

Începînd din dreptul zonei Cilieni, această terasă devine mai puțin clară, totuși taluzul ei se poate urmări pînă la Gîrcov.

Lungimea terasei Hotărani, de la Balta Potopinului și pînă în dreptul Măgurii Isbicenilor, ar fi de cca 42 km, iar lățimea acesteia crește de la 0,2 km la N (îngă Potopin) pînă la 5 km spre S (în dreptul satului Isbiceni). Terasa Hotărani are o pantă de cca 1 m/km. În dreptul zonei Isbiceni, această terasă se leagă cu terasa Corabia, a cărei extindere spre W mărginește lunca Dunării, pe care o domină cu un mal înalt. Terasa Corabia are o lățime de 9 km în partea de E, reducîndu-se treptat spre W.

Terasale Corabia și Hotărani sunt fragmentate de numeroase văi, precum și de o serie de crovuri.

c) Terasa Stoenești și terasa Islaz. Terasa Stoenești mărginește lunca Oltului, de la Fărcașele de Sus și pînă în apropiere de Islaz, unde se racordează cu terasa Islaz a Dunării. Această terasă se întinde pe o suprafață de 170 km², iar altitudinea ei peste luncă este de 2—10 m. Terasa Stoenești se prezintă ca o fișie îngustă, lată de 0,3 km în dreptul comunei Fărcașele de Sus, de 2,5 km în dreptul comunei Scărișoara și de 0,5 km în dreptul comunei Cilieni.

Datorită deplasării spre W a cursului Oltului, această terasă este continuu erodată și redusă mereu la o suprafață tot mai restrînsă. În felul acesta se explică prezența unei grădiști în lunca Oltului, în dreptul comunei Scărișoara, rămasă la alt. de 5 m peste aceasta și corespunzînd cu altitudinea terasei Stoenești.

Terasa Stoenești este mai puțin fragmentată de văi, iar contactul cu terasa Hotărani este vălurit de mici conuri de dejecție, create la gura văilor mai mari ce traversează terasele superioare.

La N de Islaz, terasa Stoenești se racordează cu terasa Islaz a Dunării, care se extinde spre W pînă la Gîrcov. Pe cea mai mare parte a dezvoltării sale, terasa Islaz este separată de actuala luncă a Dunării printr-un martor de eroziune care se află între Islaz și Gîrcov.

d) Terasale de pe partea stîngă a Oltului. Menționăm că pe partea stîngă a Oltului se află mai multe nivale de terasă, mai puțin dezvoltate, dar destul de evidente, începînd de la Drăgănești spre N și de la Rîrioasa spre S.

Astfel, în partea de N, în dreptul confluenței Oltețului, se observă un nivel de terasă la alt. relativă de 6—8 m (corespondător terasei Stoenești), ce domină o suprafață și mai coborâtă, 1—2 m, iar altul la 13—15 m alt. relativă

(corespunzător terasei Horătani). Pe nivelul de 6—8 m este situat satul Comani, iar pe cel de 13—15 m, satul Malul Roșu.

Aceste terase se dezvoltă pe suprafețe înguste și pot fi urmărite pînă la S de Dăneasa.

Nivelul terasei Caracal lipsește pe această zonă; în schimb, aici se constată prezența unui nivel mai înalt și anume extensiunea terasei Slatina, care dispare la S de Drăgănești, fiind erodată prin avansarea spre E a luncii Oltului.

La S, între Rîioasa și T. Măgurele, se află două nivele de terasă: primul, mai bine dezvoltat, cu alt. rel. de 20—27 m, corespunzător terasei Vișina, și al doilea cu alt. rel. de 5—9 m, corespunzător terasei Stoenești.

3. Martori de eroziune. La S de terasa Islaz, între Islaz și Gîrcov, paralel cu Dunărea, se întinde un vast martor de eroziune cu o altitudine absolută de 55—59 m. În partea de N, acesta are o pantă domoală, iar spre Dunăre pantă este accentuată prezentîndu-se în trepte (în partea de E a martorului de eroziune) din cauza porniturilor ce-l afectează. Altitudinea acestui martor este asemănătoare nivelului teraselor Vișina și Caracal.

4. Luncile. Suprafețele cele mai joase din regiunea studiată le constituie luncile.

Lunca Dunării este ocupată în cea mai mare parte de bălți, dintre care cea mai întinsă este balta Potelu. Acestea se îngusteză din ce în ce mai mult în apropierea orașului Corabia, în dreptul căruia, pe malul sudic, se află confluența Dunării cu rîul Isker. De aci spre E lunca se dezvoltă mai mult pe partea dreaptă, unde atinge o lățime de cca 13 km.

În dreptul Islazului însă Dunărea se găsește prinsă între marginea Platformei prebalcanice și Măgura Islazului, într-o vale strîmtă, mai îngustă de 2 km, în interiorul căreia lunca nu se mai dezvoltă ca unitate morfologică.

În ceea ce privește lunca Oltului, a cărei lățime variază între 4—8 km, este de observat că pînă în dreptul satului Comani aceasta se dezvoltă mai mult pe partea dreaptă a rîului. De la Stoenești spre S, lunca rămîne însă pe partea stîngă a acestui rîu.

În cuprinsul luncii Oltului se află o serie de suprafețe mai înalte, pe care cresc păduri sau care sănătă ocupate de ogoare. Astfel de suprafețe sănătă situate începînd de la N de conul de dejecție al Oltețului și pînă în dreptul Islazului. În dreptul satului Reșca se află o asemenea suprafață, lată de vreo 4—5 km și înaltă de 2—4 m peste albia Oltului. Toate aceste suprafețe sănătă însă inundabile, din care cauză sănătă încă supuse unor transformări continue. Ele sănătă terase în devenire, de aceea trebuie să fie considerate ca fiind încă cuprinse în unitatea morfologică a luncii.

Atât lunca Oltului cât și acea a Dunării sunt caracterizate prin mari întinderi ocupate de bălți, gîrle, brațe părăsite cu sau fără apă, dar reactivate la fiecare viitură.

Din cele descrise pînă aici reiese că regiunea este constituită morfologic din mai multe suprafețe înținse, orînduite în trepte, începînd cu cîmpul înalt, continuînd cu terasele și terminînd cu luncile, suprafețele cele mai joase, mai tinere, și supuse unor neconveniente schimbări.

În afară de aceste forme majore se constată în regiune un relief minor, constituit din văi, crovuri bine dezvoltate, conuri de dejecție și pante deluviale, care dau o varietate mai mare peisagului.

5. Văile. Regiunea este străbătută de văi, dintre care unele își au originea în cîmp, altele pe terase, iar valea Tesluiului generează din dealuri și a Oltului din munte.

Văile care își au originea în partea de W a cîmpului înalt încep să se schîzeze la o distanță de 5–20 km depărtare de marginea sa, prin denivelări aproape de neobservat pe suprafața netedă a terenului, iar pe măsură ce înaintează spre răsărit se adîncesc tot mai mult. La marginea cîmpului, unde adîncimea văilor față de podul acestuia este de 10–30 m, apele colectate din izvoarele de pe frunta cîmpului se infiltrează în depozitele deluviale de contact, iar văile dispar ca forme de relief.

În această categorie, începînd de la N la S, se numără văile: Comănești, Comanca, Deveselul, Pîrlițiilor, Iuba, Vlădila, Studinița, Studina, Grădinilor, Crușov, Brastavăț, Obîrșia și Ocolina.

Dintre toate văile care străbat cîmpul, numai văile Caracalului și Tesluiului continuă să se dezvolte pînă la Olt.

Valea Caracalului intră pe terasa cea mai înaltă prin parcul orașului Caracal, unde are maluri înalte, și este ocupată de cîteva bălți amenajate, apoi prin centrul acestuia, unde este canalizată, iar la ieșirea din oraș formează un con de dejecție înîns.

Ea traversează apoi terasele, în care a săpat o vale puțin adîncă, și are confluența cu Oltul la S de Stoenești.

Valea Tesluiului traversează o parte din colinele oltene, cîmpul înalt, terasele Oltului, și se varsă în Olt lîngă Stoenești. În dreptul satului Reșca, ea intră în lunca Oltului și de aici pînă la confluență merge pe marginea acesteia, la poalele teraselor. Această vale este cea mai bine dezvoltată; în lungul ei aflăm două nivele de terasă și o luncă cu o extindere variabilă. Valea Tesluiului are ca affluent mai important valea Frăsinetului, care prezintă caractere asemănătoare văilor ce coboară din cîmp.

În afară de aceste văi, există unele care generează chiar în cuprinsul teraselor. Este interesant că unele din văile ce coboară din cîmp și se termină în zona

unor conuri de dejectie întinse au corespondente unele văi ce se formează pe terasă, cum sunt văile: Comanca, Obreja, Devesel, Bulbașa, Pîrliților, Valea lui Iacob, Iuba, Spinetului, Vlădila, Ungureanului, Studina, Tufanului, Grădinile, Fîntînii, Brastavăt, Putna, Obîrșia, Costei, Vădăstrița, Seacă.

Dintre acestea, puține (V. Siliștea și V. Putna) ajung pînă la Olt, celelalte se pierd fie în cuprinsul terasei Stoenești, fie la contactul acesteia cu terasa Hotărani, unde apar pantele deluviale în care se produc fenomene de infiltratie, asemănătoare celor de la contactul cîmpului cu terasa Caracal și Vișina.

Cele mai multe văi se formează în cuprinsul teraselor Hotărani și Corabia, de unde denotă și o fragmentare mai mare a acestor terase.

La contactul dintre terase iau naștere o serie de văiugi care le fragmentează marginile, dar care formează o generație nouă de văi.

Orientarea văilor este WNW—ESE, îndată ce ajung însă pe terasa Stoenești ele își schimbă direcția, îndreptîndu-se spre SSE, iar unele, care se formează în cuprinsul acesteia, sunt orientate chiar de la N la S. Astfel sunt unele văiugi în dreptul satelor Slăveni, Brezuica, Gostavăt și Băbiciu, iar către Dunăre, V. Ursei.

Adîncimea văilor din cuprinsul teraselor variază între 5—7 m, fiind mai accentuată la S, la văile de pe terasele Dunării. În această categorie sunt văile: Seacă, Obîrșia, Ocolna, Dașova, Satului și Sneag.

6. Crovurile. Acestea sunt dezvoltate mai ales în partea de S a regiunii, pe terasele Vișina și Corabia.

Adîncimea lor maximă este de 1 m, iar lungimea variabilă de la 30 m pînă la 3 km, în care caz apar ca adevărate văi.

Valea Tuțoiului este un crov lung de 3 km, situat pe interfluviul dintre V. Obîrșiei și V. Seacă. Tot pe acest interfluviu se însiră și altele: la N de Măgura Bivolarului se află un crov lung de 2 km, iar la NE de el, alte cinci, dar mult mai mici. Spre N, aceste forme sunt rare.

Un crov mai mare se află în colțul de NW al plantației fermei Studina, iar altul în dreptul Hotăranelor, pe terasa Caracal.

7. Conurile de dejectie. Aceste expresii morfologice se află deosemenea dezvoltate la contactul dintre formele de relief, unde acțiunea de eroziune, dar și de depunere a materialului erodat, este mai mare.

Astfel, la contactul dintre cîmp și terasele Caracal și Vișina, s-au dezvoltat mai multe conuri de dejectie, unele îngemăname, care ondulează suprafetele netede ale teraselor.

Conurile de dejectie se mai dezvoltă și la gura văii Caracalului, la ieșirea sa din cîmp, precum și la gura văilor Comanca, Vlădila, Studinița, Grădinile,



Crușov, Brastavăț, Obîrșia. Cele mai dezvoltate sînt cele de la Studina, Studinița, Crușov și Obîrșia.

Atari forme mai apar și la contactul dintre terasa Hotărani și Stoenești, generate în dreptul văilor Bulba, Salcia, și Tufanul, dar de proporții mai reduse.

II. GEOLOGIA REGIUNII

A) Introducere. Regiunea studiată se află amplasată către zona de SE a Depresiunii getice. Din studiile executate în ținutul de cîmpie al Depresiunii getice se poate afirma că întreagă această zonă morfologică reprezintă expresia flancului extern al unui întins bazin de subsidență, colmatat de depozite neogene.

Structural, acest bazin de subsidență se prezintă ca o albie alungită, al cărei ax se scufundă către ESE.

Această dispoziție a depozitelor neogene este confirmată prin apariția la S, pe linia Dunării, a marnelor ponțiene în zona T. Severin — Calafat și apoi a nisipurilor daciene, a căror ultimă ivire încetează pe linia de racordare a teraselor Jiului cu terasele Dunării, la Zăvalu—Comoșteni.

Adîncirea continuă spre E a depozitelor neogene este confirmată prin rezultatele forajelor de la Celaru și de la Alexandria, unde s-a stabilit prezența depozitelor pliocene la cote din ce în ce mai joase.

Pentru caracterizarea structurii flancului de S al acestei arii sinclinale se pot urmări deschiderile din malul drept al Jiului, între Craiova și confluența cu Dunărea.

Într-adevăr, la Craiova, după studiile efectuate de R. PORUMBARU (67), SABBA ȘTEFĂNESCU (67—70) și I. P. IONESCU-ARGETOAIA (20—22), confirmate și prin cercetările noastre, Levantinul este reprezentat prin trei nivele litologice: la bază, marne cu intercalații de lignit, peste care urmează un nivel de nisipuri mărunte, uneori cu intercalații de pietrișuri mărunte și, în general, foarte fosilifere, acoperișul lor fiind constituit din marne, care prezintă uneori lentile de lignit slab dezvoltate. Aici depozitele levantine se găsesc acoperite de un puternic nivel de prundișuri grosolane cuaternar-inferioare și apoi de nisipuri și argile nisipoase roșii.

Pe măsura deplasării spre S, nivelul superior al Levantinului se subțiază pînă la completa dispariție, fiind erodat de aluviunile cuaternare, astfel încît pietrișurile cuaternare ajung să luă contact nemijlocit cu nisipurile levantine (pl. I).

Procesul de eroziune al depozitelor levantine se continuă spre S, unde, în aval de Valea Stanciului, pietrișurile cuaternare repauzează peste marnele nivelului inferior al Levantinului.



Ridicarea spre S a flancului extern al acestei arii sinclinale aduce la zi, în deschiderile prezentate de terasa inferioară a Jiului între Comoșteni și Zăvalu, nisipuri daciene cu o bogată faună de Moluște fosile.

B) Extensiunea depozitelor levantine. Înînd seama de această dispoziție a depozitelor neogene din Depresiunea getică, am încercat a orizonta formațiunile din subsolul regiunii studiate înînd seama și de rezultatele studiilor executate de E. LITEANU în regiunea dintre Olt și Argeș (31).

Astfel, cea mai veche formațiune care apare la zi pe malul stîng al Oltului este reprezentată prin depozite levantine, a căror dezvoltare poate fi urmărită în aflorimentele dintre Slatina și Prooroci (fig. 1 și 2).

Pe această zonă depozitele levantine sunt constituite dintr-o alternanță de marne și argile cu slabe intercalații de nisipuri fine cenușii, care se găsesc depuse peste un banc gros de nisipuri, ce apare la baza aflorimentelor.

Incepînd de la Prooroci spre S, sub bancul de nisipuri începe să se dezvolte o marnă negricioasă, care, în dreptul satului Ipotești, capătă o dezvoltare mai mare și unde prezintă intercalații slabe de lignit (fig. 4).

În aval, datorită eroziunii Oltului, prin apariția teraselor inferioare nu se mai poate urmări dezvoltarea Levantinului decît sub aspectul prezenței unor depozite de marne negricioase, între Malul Roșu și Viișoara, care se găsesc acoperite de depozitele terasei inferioare a acestui rîu (fig. 3).

De la Drăgănești în aval, depozitele levantine din structura cîmpului Găvanu—Burdea și Burnas se găsesc mascate prin deluviiile depuse la contactul dintre luncă și aceste cîmpuri.

Forajele executate pe terasele din dreapta Oltului au arătat prezența la mică adîncime, sub acumulările aluvionare ale Oltului, a unor marne cu intercalații de nisipuri fine și slabe lente de lignit. Dezvoltarea neregulată a lentilelor de lignit a dovedit că acestea nu pot constitui strate-reper în vederea caracterizării locale a dispoziției depozitelor levantine.

C) Extensiunea depozitelor cuaternare. În cîmpurile Burnas și Găvanu—Burdea s-a stabilit existența unui orizont de pietrișuri cu resturi de Proboscidieni fosili, care acoperă depozitele levantine. Aceste pietrișuri sunt cunoscute sub denumirea de « Strate de Frătești » și atribuite Pleistocenului inferior (31).

Extensiunea acestor pietrișuri la W de Olt este vizibilă în aflorimentele cîmpului dintre Olt și Jiu, care prezintă, peste depozitele levantine, pietrișuri cu nisipuri în care s-a semnalat (la Caracal, raionul Caracal, la Ciatura, raionul Craiova, la Dobromira, raionul Craiova) prezența unor resturi de *Elephas meridionalis* NESTI, care caracterizează Pleistocenul inferior.

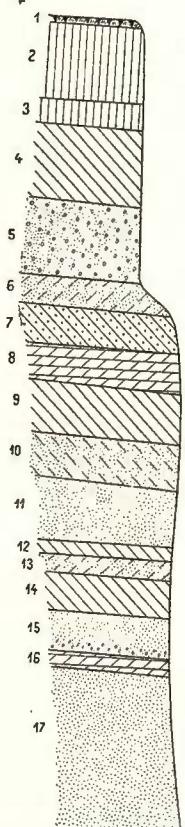


Fig. 1

Fig. 1. — Profil pe malul stâng al Oltului, în dreptul Orașului Slatina.
 1, sol; 2, prafuri argiloase-nisipoase loessoide de culoare ciocolatie; 3, idem, albicios; 4, argilă nisipoasă compactă cafenie-roșcată, micacee, cu numeroase pietrișuri și lentile de nisipuri, la bază cu concrețiuni calcaroase; 5, pietrișuri și nisipuri; 6, nisip fin, cenușiu, marnos, micaceu, necoeziv; 7, argilă compactă cenușie-vinătă; 8, marnă nisipoasă compactă cenușie-albicioasă; 9, argilă nisipoasă compactă cenușie-vinătă; 10, nisip fin argilos compact, micaceu, cenușiu-vinăt, cu numeroasă faună; 11, nisip mărunt necoeziv cenușiu-albicios, care la bază trece într-un nisip grăunțos foarte micaceu, cu pietrișuri de dimensiuni pînă la Ø mai mic de 10 mm, cu Vivipare și Unionizi; 12, argilă compactă cenușie cu concrețiuni și pete feruginoase; 13, nisip marnos cenușiu-galben cu pete feruginoase; 14, argilă plastică cenușie-vinătă, cu pete feruginoase; 15, nisip fin galben-albicios micaceu, cu concrețiuni calcaroase răspîndite în toată masa; 16, marnă compactă cenușie-negricioasă, micacee, cu pete feruginoase; 17, nisip fin coeziv, galben-ruginiu, micaceu, cu benzi de nisipuri feruginoase presate în plăci.

Fig. 2. — Profil Prooroci — Malul Roșu.
 1, sol; 2, prafuri argiloase-nisipoase, loessoide, spre bază cu numeroase concrețiuni calcaroase și rare pietrișuri; 3, pietrișuri și bolovănișuri; 4, nisip mărunt, micaceu, necoeziv, cenușiu-ruginiu; 5, argilă neagră plastică cu aspect de cărbune; 6, marnă cenușiu-verzuie, foarte nisipoasă.

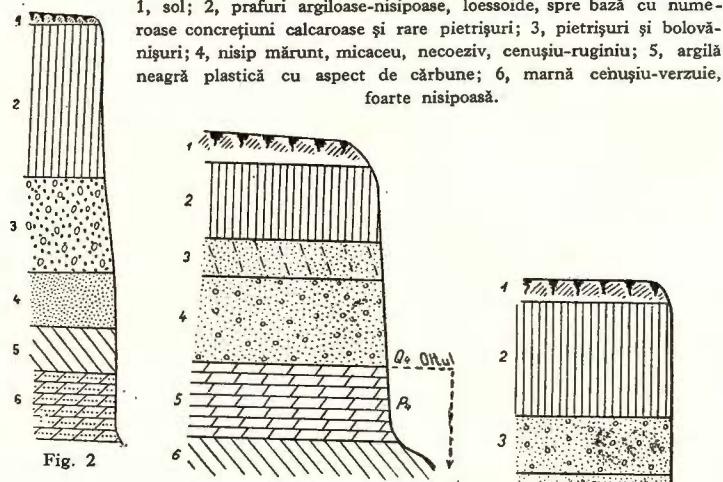


Fig. 2

Fig. 3

Fig. 3. — Profil pe malul stâng al Oltului, între Malul Roșu și Viisoara.

1, sol; 2, praf argilos, nisipos, gălbui, cu rare concrețiuni calcaroase și puține elemente de pietriș; 3, nisipuri mărunte argiloase, brun-gălbui, cu concrețiuni calcaroase și elemente de pietriș; nisipuri cu pietriș; 5, marnă vinătă; 6, argilă.

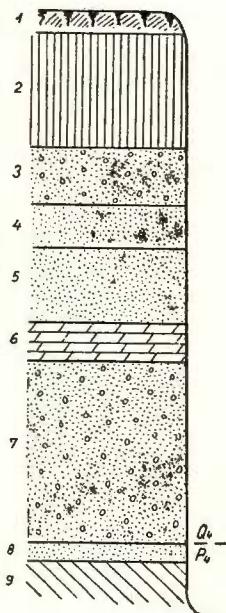


Fig. 4

Fig. 4. — Profil pe malul stâng al Oltului, în dreptul com. Ipotești.

1, sol; 2, praf argilos, nisipos, cu aspect loessoid, cu mici concrețiuni calcaroase; 3, nisip mărunt cu lentile de pietrișuri mărunte; 4, nisip mărunt albicios, coeziv, cu concrețiuni calcaroase; 5, nisip mărunt albicios, coeziv; 6, lentică de marnă cenușie puțin nisipoasă; 7, nisip cu pietriș de terasă; la bază apar izvoare; 8, nisip fin galben; 9, argilă neagră plastică, cu cărbuni.



Apariția la zi a acestor pietrișuri din structura interfluviului dintre Olt și Jiu este pusă în evidență prin rarele deschideri pe care le oferă văile transversale ce taje acest cîmp și care sunt caracterizate mai ales prin drenarea stratului acvifer ce circulă în acest strat, dînd naștere la întinse linii de izvoare.

Dispoziția acestor pietrișuri în cîmpurile din stînga și dreapta Oltului poate fi apreciată astfel:

In cîmpul din stînga Oltului (fig 5), Pietrișurile de Frătești apar puțin ridicate deasupra nivelului luncii și din ele se manifestă apariția la zi a unui puternic strat acvifer ce determină o linie de izvoare de la Dăneasa — Zănoaga și care continuă spre S pînă la Uda — Paciurea (fig. 6).

Pe cîmpul din dreapta Oltului, apariția nivelului de nisipuri cu pietrișuri și a stratului acvifer respectiv are loc la o cotă mai ridicată, astfel încît linia de izvoare se manifestă chiar pe contactul dintre acest cîmp și terasa Caracal.

Dacă ținem seama că în dreptul satului Dăneasa izvoarele apar la o înălțime de cca + 20 m deasupra luncii, adică la cota 85 m, iar la Caracal linia de izvoare apare la cota de cca + 100 m, urmează că pe distanța Dăneasa—Caracal, de 17 km, pietrișurile se ridică în medie cu o pantă de 0,88 m/km, adică cu un unghi de $0^{\circ}3'17''$. Acest fapt confirmă că și depozitele pleistocen-inferioare urmează, cel puțin pe această zonă centrală a cîmpiei, dispoziția de scufundare de la W la E a axei marii arii sinclinale neogene. Mai înainte am arătat însă că în sensul N—S aceste depozite cuaternare se găsesc depuse transgresiv peste depozitele neogene.

Deasupra acestui nivel de pietrișuri urmează un banc gros de nisipuri mărunte și grosiere cu stratificație încrucișată, care se dezvoltă în mod permanent peste nivelul de nisipuri cu pietrișuri atribuite Stratelor de Frătești. Urmează apoi, pe cîmpul din stînga Oltului, o succesiune de depozite marnoase cu intercalații de argile roșii nisipoase, atribuite Pleistocenului mediu. Acestea sunt acoperite de o manta de nisipuri fine puțin argiloase, de culoare gălbuiu, de tip loessoid, care ar putea fi atribuite Pleistocenului superior (fig. 5).

Este remarcabil faptul că orizontul de nisipuri gălbui de tip loessoid are o foarte slabă dezvoltare pe cîmpul din dreapta Oltului, unde se efilăeză pe un scurt spațiu spre W, astfel încît în imediata apropiere a marginii de E a interfluviului dintre Olt și Jiu începe să se dezvolte, ca orizont superior, complexul de marno-argile roșii nisipoase, dînd un aspect caracteristic acestui interfluviu (pl. II).

S-ar părea deci că în această regiune apariția la zi a orizontului roșu, constituit din marno-argile nisipoase roșii, a fost determinată prin procesul de eroziune după o suprafață slab înclinată spre S a podului cîmpului. Această suprafață intersectează spre W formațiuni din ce în ce mai vechi care, aşa cum s-a precizat mai înainte, se ridică către W și S (pl. I și II).



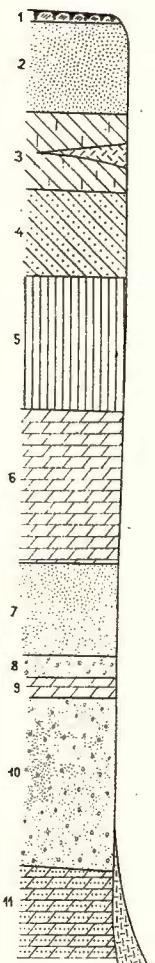


Fig. 5. — Profil pe malul stîng al Oltului,
la Drăgănești.

1, sol vegetal; 2, nisip fin, prafos, coeziv, galben; 3, argilă nisipoasă loessoidă, brun cenușie, cu intercalări de cinerite; 4, nisip fin argilos galbui macroporic, cu mulaje și rădăcini de plante; 5, lehm argilos, roșcat-cărămidiu, macroporic, cu un nivel de concrețiuni calcaroase și cu mici ochiuri de nisipuri fine; 6, depozit argilo-marnos, cenușiu-albicios, cu concrețiuni calcaroase, mari, răspândite în masă; 7, nisip mărunt cenușiu, necoeziv, ruginiu, cu pietre mari de mică, în structură încrucișată, la partea superioară puțin marnos, cu concrețiuni calcaroase; la partea inferioară trece într-un nisip cu concrețiuni gresioase; 8, nisipuri cu pietrișuri mărunte cu Unionizi sculptați; 9, marne; 10, nisipuri cu pietrișuri mărunte; 11, marne nisipoase.

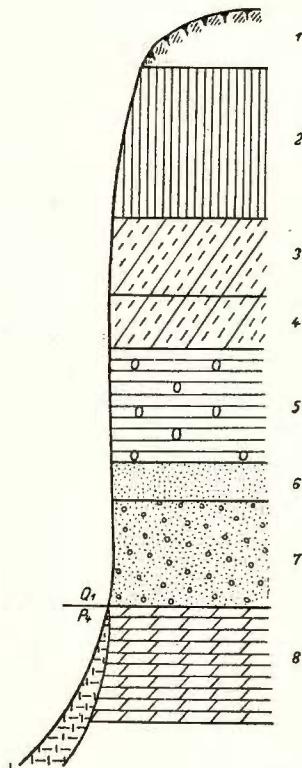


Fig. 6. — Profil pe malul stîng al Oltului,
la S de Uda—Paciurea.

1, sol; 2, praf argilos-nisipos, slab micaceu, de culoare galbenă; 3, nisip fin, prafos, slab micaceu, necoeziv, galben; 4, argila nisipoasă roșcată; 5, orizont cu concrețiuni calcaroase nediferențiate în partea superioară, diferențiate la baza stratului, în concrețiuni mari și chiar plăci calcaroase; 6, nisip fin, cenușiu-albicios, micaceu, cu intercalări feruginoase și calcaroase; 7, pietriș pînă la \varnothing 20–25 mm, cu nisip grosier și mărunt, din care apar izvoare.; 8, mare cenușii-negricioase.

Fig. 5

Fig. 6

În legătură cu acest mod de prezentare al cîmpului, observăm apariția, în zona de SW a interfluviului dintre Olt și Jiu, a unor întinse zone de dune. Materialul originar al acestor dune a fost pus în legătură cu prezența unor puternice aluvioni ale Dunării și ale Jiului la marginea acestui cîmp (23). Considerăm că această explicație nu justifică absența unor atare fenomene în alte zone tot atît de bogate în aluvioni, cum ar fi confluențele Oltului și Argeșului cu Dunărea.

Singura explicație plauzibilă este aceea că ridicarea formațiunilor neogene trebuie să prezinte către zona de SW a acestui cîmp cea mai puternică accentuare. În acest mod au fost puse la zi nisipurile pleistocen-inferioare prin eroziunea păturii superficiale de argile roșii.

Punerea în mișcare a acestor nisipuri prin efectul deflației a creat astfel întinse zone de dune, care, sub efectul vînturilor dominante de sens contrar, s-au extins și în afara suprafetei în care aceste nisipuri apar la zi. La extinderea acestui proces către N, a contribuit și eroziunea Jiului, care, săpînd terase largi în versantul stîng, a adus la zi orizontul de nisipuri pleistocen-inferioare.

Pe deschiderile de pe versantul stîng al Jiului, la S de Craiova, în dreptul localităților Malul Mare și Rojiștea, se pot observa și în structura teraselor înalte prezența exclusivă a unor bancuri groase de nisipuri. De altfel, în concordanță cu această ipoteză, pe cîmpul dintre Jiu și Olt, dezvoltarea dunelor încetează spre E de la o linie aproximativ NNW—SSE: Castranova, Apele Vii, Soreni, Svorsca, Potelu.

Deasemenea, către W, pe terasele mijlocii ale Jiului și Dunării, precum și pe cîmpul din dreapta Jiului, acolo unde apar la zi formațiuni levantine sau mai vechi, formațiunile de dune nu se mai manifestă.

D) Terasele Oltului. Cea mai veche terasă a Oltului, cartată în cuprinsul regiunii studiate, se găsește săpată în cîmpul din stînga Oltului și dispare în dreptul haltei Drăgănești.

Această terasă, denumită terasa Slatina, pe care este situat orașul Slatina, am urmărit-o pînă spre N de acest oraș. Ea este săpată în depozite levantine la N și în depozite cuaternare vechi către S. Peste depozitele levantine la N și peste cele cuaternare la S, urmează un banc de pietrișuri aluvionare, constituite din cuartite, gnais, micașisturi, pegmatite și, mai rar, gresii, a cărui grosime este de cca 12 m și care se găsește apoi acoperit de argile nisipoase prăfoase, constituite mai ales din materiale remaniate de pe cîmp (fig. 1). Pe baza faunei de Proboscidieni fosili, reprezentată prin resturi de *Elephas (Mammonteus) primigenius* BLUMB., găsite în pietrișurile terasei Slatina, atribuim aceste depozite Pleistocenului superior.

Este interesant de semnalat că pe malul stîng al Oltului, în zona de N a regiunii studiate, nu apare un nivel de terasă echivalent nivelului terasei Caracal, ci exclusiv nivelele echivalente teraselor Hotărani și Stoenești. Abia către confluența Oltului cu Dunărea, la S de Uda—Paciurea, se constată un nivel de terasă echivalent terasei Caracal.

Pe malul drept al Oltului lipsește nivelul terasei Slatina. Terasa care are în această zonă cea mai mare dezvoltare este terasa Caracal. Valea Tesluiului oferă o serie întreagă de deschideri în această terasă, care se găsește săpată în structura cîmpului, atingînd la bază formațiunile levantine.

Grosimea stratului de acumulări aluviale, constituite din nisipuri și pietrișuri, a fost stabilită pe baza a numeroase foraje de 4—8 m adîncime. Deasupra pietrișurilor aluvionare, urmează un depozit de argile nisipoase-prăfoase,



gălbui, spre bază cu concrețiuni calcaroase, macroporice, de tip loessoid, care reprezintă proluvii depuse de apele de șiroire de pe cîmp.

Depozitele acestei terase au fost atribuite nivelului celui mai înalt al Pleistocenului superior.

Nivelul de terasă imediat inferior terasei Caracal, denumit terasa Hotărani, are cea mai mare dezvoltare pe malul drept și apare pe malul stîng numai local, în zona Malul Roșu—Prooroci. Pe malul drept, acumulările terasei Hotărani se găsesc depuse peste formațiunile levantine, reprezentate deasemenea prin argile, cu intercalății de nisipuri și lentele subțiri de lignit. Depozitele terasei Hotărani sunt constituite din nisipuri cu pietrișuri aluvionare, de o compoziție analogă cu cele din terasa Caracal. Grosimea acestui depozit aluvionar atribuit Holocenului inferior este de 3—5 m. La partea superioară a acumulărilor grosiere se găsesc depozite argilo-nisipoase prăfoase, gălbui, macroporice, de tip loessoid, de proveniență proluvială.

O prezentare asemănătoare are terasa cea mai tînără a Oltului, întîlnită în regiunea studiată, terasa Stoenești. Aceasta, ca și terasa Hotărani, se dezvoltă în special pe malul drept, fiind reprezentată numai local pe cel stîng, de la Viișoara la Drăgănești.

Terasa Stoenești este săpată pe versantul drept al Oltului, în formațiuni levantine, peste care se găsesc acumulate depozite aluvionare, întru totul asemănătoare celor din terasele Caracal și Hotărani, a căror grosime variază între 4—7 m. Aceste acumulări au fost atribuite bazei Holocenului superior.

Ca și la celelalte terase, depozitele aluvionare grosiere sunt acoperite de argile prăfoase-nisipoase, gălbui, de tip loessoid, aduse de apele de șiroire de pe trepte imediat superioare.

Diferențele de nivel între patul aluviunilor din cele trei terase de pe malul drept sunt mici. Ele nu depășesc 2—4 m între terasele Caracal și Hotărani și 3—5 m între terasele Hotărani și Stoenești. Aceste diferențe mici au permis ca acumulările aluvionare de pe podul teraselor inferioare, care au grosimi de 4—8 m, să ia contact cu aluviunile terasei imediat superioare, pe linia de tîțină a teraselor Caracal — Hotărani și Hotărani — Stoenești. De-a lungul acestor linii, patul aluviunilor teraselor constituise din formațiunile levantine se prezintă ca niște trepte, iar pietrișurile care le acoperă prezintă astfel pe o anumită porțiune din grosimea lor, o continuitate litologică. Această împrejurare are o deosebită importanță hidrogeologică.

E) Lunca Oltului. Cele mai tinere formațiuni din regiunea studiată se întîlnesc în lunca Oltului. Ea este foarte bine dezvoltată în cuprinsul acestei regiuni, prezentându-se pînă în dreptul confluenței Oltețului cu Oltul mai mult pe malul drept, de aci pînă la Stoenești, pe ambele maluri, iar de la Stoenești spre S, pe malul stîng.



Dezvoltarea largă a luncii indică o puternică acțiune de eroziune laterală a teraselor mai tinere (pe malul drept), cît și a cîmpului (pe malul stîng).

Acțiunea de eroziune s-a manifestat și pe verticală, atingînd formațiunile levantine, peste care s-a acumulat apoi un puternic depozit de aluviuni, constituite din nisipuri și pietrișuri asemănătoare celor din terasele de pe malul drept. Aceste acumulări sînt subactuale.

Peste depozitele aluvionare grosiere s-au depus materiale mai fine, constituite din prafuri și argile nisipoase. Acestea se întîlnesc aproape pe toată suprafața luncii, în zona Fălcoi—Reșca—Stoenești, cît și pe suprafețe însemnate în alte zone. Deasemenea, prezența unor acumulări mai fine (prăfoase-argiloase) a fost semnalată și în complexul de pietrișuri, sub forma de lentile restrînse.

Trebuie remarcat că aluviunile actuale ale Oltului sînt constituite aproape exclusiv din materiale grosiere — pietriș cu nisip. Geneza unor depozite fine argilo-prăfoase în constituția luncii trebuie deci pusă în seama altor cauze și anume în existența unor mici lacuri — brațe moarte — ale Oltului. În cuprinsul acestora s-au sedimentat materialele fine, care apoi, prin schimbarea cursului Oltului, au fost acoperite de depozite grosiere, rămînind sub formă de lentile în acestea.

În alte locuri, materialele fine depuse în aceste zone de stagnare a apei, împreună cu cele aduse de unii afluenți ai Oltului (Olteț, Teslui, etc.), au dus la acumularea, deasupra nisipurilor cu pietrișuri, a unui strat aproape continuu de prafuri argilo-nisipoase.

III. MORFOGENEZA REGIUNII

A) Introducere. Regiunea studiată, potrivit studiilor făcute de G. VÂLSAN (75), s-ar găsi la limita dintre Cîmpia olteană și Cîmpia romînă, limită care ar fi morfologic pusă în evidență de rîul Olt.

Din datele morfografice precizate anterior, a rezultat că atîț Cîmpia olteană, cît și cîmpia din stînga Oltului, sînt ușor inclinate către ESE, împrejurare care a deplasat cumpăna apelor în mod permanent către W. De aceea, bazinile hidrografice ale văilor din Cîmpia olteană și din zona vestică a Cîmpiei romîne sînt mai bine dezvoltate către W.

O altă caracteristică a rîurilor dintre Jiu și Vedea este prezența continuă a teraselor între zona de ieșire din munți pînă în zona de confluență.

Acest fenomen dispare începînd de la E de Argeș, unde rîurile își pierd terasele la intrarea în cîmpie.

Acstea caractere comune ale Cîmpiei oltene și ale zonei vestice a Cîmpiei romîne, pînă la Argeș, sînt confirmate și din punct de vedere geologic, prin prezența unei structuri uniforme, caracterizată printr-o zonă de ridicare a



formațiunilor neogene la W de Argeș și o zonă de scufundare a acestor formațiuni la E de Argeș.

O limită morfologică ce pune în evidență o atare structură a fost de mult semnalată de G. VÂLSAN (74) și denumită treapta de denivelare Titu—Crevenic. G. VÂLSAN a dat acestui fenomen morfologic o semnificație structurală, considerîndu-l ca expresia morfologică a unei falii sau flexuri în cîmpie.

În realitate, din punct de vedere al raionării geomorfologice, se pot deosebi două ținuturi: Cîmpia getică, situată la W, și Cîmpia română orientală, situată la E. Limita între aceste regiuni ar putea fi trasată prin linia Titu — Crevenic, V. Călniștei și marginea de N și E a platformei Burnas.

Din acest puncte de vedere reiese că regiunea studiată se cuprinde în partea de S a zonei mijlocii a Cîmpiei getice.

B) Considerații asupra evoluției paleogeografice a Cîmpiei getice. În Pliocen, întreaga Cîmpie getică era acoperită de lacul pliocen. Studiul evoluției acestui lac lasă să se desprindă concluzia unei transgresiuni continue spre Vorland, ca efect al deplasării geosinclinalului carpatic, și totodată existența unei încetiniri cu variații ritmice a procesului de subsidență.

Acest din urmă proces, de fapt valabil pentru întreaga Cîmpie română, se manifestă cu mai multă intensitate în Cîmpia getică, unde se dezvoltă intercalării cărbunoase nu numai în Levantinul inferior, ci și în cel superior, precum și importante depozite de nisipuri cu pietrișuri în Levantinul mediu. Este cunoscut că în Cîmpia română orientală se dezvoltă mai mult un facies marnos mai de adâncime și abia către Pliocenul superior apare faciesul subaerian reprezentat prin argile cu *Helix*.

Datorită încetinirii procesului de subsidență, la începutul Cuaternarului lacul pliocen se găsește complet colmatat, formațiunile mai noi începînd a se dezvolta sub un facies psamo-pseficic.

Colmatarea lacului pliocen a avut loc prin retragerea succesivă a acestuia de la N la S și de la W la E. Într-adevăr, orizontul de pietrișuri fluviatile depuse transgresiv peste depozitele pliocene arată prezența unei faune de Mamifere, reprezentată prin Proboscidieni fosili din ce în ce mai tineri pe măsură ce ne deplasăm de la W de Desnățui pînă în zona Argeșului inferior, cît și din zona dealurilor spre S, pînă la Dunăre.

Acest mod de dezvoltare al pietrișurilor, care constituie fundamentul cuaternar al Cîmpiei getice, nu poate fi reprezentat decît admîșînd ipoteza că axul median de colectare al apelor dintre Carpați și Balcani s-a deplasat permanent către S și E, ca efect al deplasării geosinclinalului carpatic către Vorland.

Pe de altă parte, procesul de dezvoltare al rețelei fluviatile a trebuit să aibă loc prin eroziunea către S și W a depozitelor pliocene din ce în ce mai vechi.

Într-adevăr, după profilul geologic (pl. I), care reprezintă geologia cîmpului din dreapta Jiului, se poate observa procesul de eroziune al depozitelor pliocene de către apele cuaternare vechi. Ca mărturie a acestui proces, apar în structura acestui cîmp o serie de acumulări de pietrișuri, caracterizate printr-o faună de Proboscidieni fosili de vîrstă pleistocen-inferioară, care acoperă transgresiv depozite pliocene din ce în ce mai vechi spre sud.

Aceste pietrișuri, care în dreptul orașului Craiova se găsesc depuse peste marne levantin-superioare, acoperă în dreptul comunei Bîzdîna nisipurile levantine-medii. La N de V. Stanciului, aceste pietrișuri se găsesc depuse peste marnele Levantinului inferior, iar la Zăvalu—Comoșteni apar la zi nisipurile daciene cu o bogată faună caracteristică.

Pe de altă parte, deplasîndu-ne de la Jiu spre W, pietrișurile cuaternare vechi acoperă deasemenea succesiv depozitele pliocene din ce în ce mai vechi, ajungînd în această direcție să se găsească depuse peste depozite ponțiene (V. Drincei).

Această acțiune de eroziune, urmată de acumulări de pietrișuri și bolovănișuri puternic dezvoltate, nu ar putea fi interpretată decît ca rezultanta unor rări paleofluvii care au acoperit întregul ținut al Cîmpiei getice la începutul Cuaternarului.

În consecință, genetica Cîmpului getic, ca formă primară, este legată de acumularea unui întins orizont de pietrișuri la N și la W mai vechi, echivalente Pietrișurilor de Cîndești, și la E și S mai tinere, echivalente orizontului Stratelor de Frătești.

Studiul depozitelor care acoperă Stratele de Frătești a arătat prezența unor nisipuri cu faună levantină remaniată, acoperită cu depozite prăfoase argiloase-nisipoase, de culoare roșu intens. G. MURGOCİ (50) a considerat acest orizont drept terra-rossa, ca rezultat al unei acțiuni de oxidare a compușilor feruginoși din nisipuri și prafuri, în condițiuni de climă aridă. Această premiză a lui G. MURGOCİ este confirmată de studiile ce s-au făcut ulterior, descoperindu-se de E. LITEANU (31), în intercalațiile din aceste depozite, cinerite neconsolidate lipsite de material aluvionar, precum și lentile de prafuri constituite în cea mai mare parte din material cineritic, fără urme de alterare.

Față de vîrsta pietrișurilor inferioare, care au fost raportate Pleistocenului inferior, depozitele prăfoase-argiloase-nisipoase, care constituie spre W orizontul cel mai superior din structura Cîmpului getic, nu ar putea să fie mai vechi decît Pleistocenului mediu. Spre E se dezvoltă deasupra orizontului roșu un nivel de nisipuri prăfoase de tip loessoid, care lipsește înspre W, datorită, probabil, eroziunii. Acest nivel ar apartine Pleistocenului superior.

În consecință, morfologia actuală a Cîmpului getic este post-pleistocen-inferioară.



C) Evoluția rețelei hidrografice. Spre deosebire de Cîmpia română orientală, care în timpul Pleistocenului mediu a continuat să se scufunde, generând lacul cuaternar din zona de cîmpie, zona getică a rămas în întreaga perioadă cuaternară ca o arie ridicată sub efectul unor continue mișcări pozitive.

Începînd din Pleistocen, datorită modificării regimului climatic cu aspectele menționate anterior, paleofluviile pleistocen-inferioare, care acopereau întreaga Cîmpie getică, s-au redus, începînd să se schițeze primele aspecte ale rețelei hidrografice actuale. Este probabil că dezvoltarea acestei rețele hidrografice a avut loc deasemenea succesiv de la W la E, în sensul că în această direcție rîurile par a fi din ce în ce mai tinere.

Într-adevăr, dacă examinăm profilele longitudinale ale văilor actuale, observăm un fenomen în contradicție aparentă cu criteriile de evoluție normală a acestor văi.

Astfel, procesul de dezvoltare al rețelei hidrografice de pe Cîmpul getic este comandat de bazele de eroziune locale, reprezentate prin etajele punctelor de confluență cu Dunărea. Din acest punct de vedere ar fi trebuit să constatăm existența unor profile de pantă ale diverselor rîuri, a căror altitudine absolută urma să descrească de la W la E.

De fapt însă constatăm că altitudinea absolută a treptelor morfologice ale rîurilor Cîmpiei getice scade dimpotrivă de la E la W. Astfel, lunca Jiului se găsește la un nivel inferior față de lunca Oltului, lunca Oltului la un nivel inferior luncii Vedei și aceasta la un nivel inferior față de lunca Argeșului. Acestea, bineînțeles, considerate în bazinile inferioare, în amonte de confluență.

Dacă urmărim procesul de dezvoltare al rețelelor hidrografice, constatăm că acesta a fost influențat și de scufundarea treptată a întregii Depresiuni getice către E, care, după cum am mai arătat, a provocat deplasarea cumpenelor de apă la marginea dinspre W a interfluviilor. Astfel, Jiul își extinde afluenții săi pînă în marginea Desnățuiului. Oltețul și Tesluiul, afluenți ai Oltului, se apropie de Amaradia, iar Călmățuiul are chiar o serie întreagă de vîlcele afluentes, ale căror obîrșii se găsesc retezate de lunca Oltului. La fel, V. Cîlniștei și Glavaciocul, afluenți ai Argeșului, se apropie de Teleorman din bazinul Vedei.

Dispoziția rețelei hidrografice a fost modelată nu numai de fenomenul de scufundare către E, ci, după cum s-a arătat încă în trecut, și prin acțiunea unor zone de subsidență locală care au creat piețe de adunare a apelor, cum ar fi, de exemplu, zona Filiași pentru Jiu, zona Viișoara pentru Olt și zona Pitești pentru Argeș.

În concluzie, rezultă că genetica formelor reliefului regiunii studiate a fost determinată prin modelarea, de către apele rețelei hidrografice, a Platformei getice. Aceasta s-a format ca atare după colmatarea lacului pliocen și acoperirea

formațiunilor neogene cu un puternic banc de pietrișuri fluviatile peste care s-au acumulat prafuri argiloase-nisipoase. Modelarea acestui relief primar s-a produs în condiții complexe, activitatea de eroziune fiind comandată nu numai de bazele de eroziune locale, reprezentate prin nivelul etajului Dunării în zona de confluență, ci și de procesul de subsidență al Cîmpiei getice în zona de E și de ridicare în zona de W.

IV. HIDROGEOLOGIA REGIUNII

A) Raionarea hidrogeologică. Pe baza studiilor geologice executate, a fost posibil să se separe o serie de nivele litologice constituite din nisipuri sau nisipuri cu pietrișuri, care prin caracterul lor permeabil generează stratele acvifere ale acestei regiuni.

Astfel, Dacianul, care este constituit din nisipuri, uneori cu intercalări gresoase subțiri, depuse peste un fundament de marne pontiene, reprezintă cel mai vechi orizont acvifer prospectat în regiunea studiată.

Depozitele permeabile levantine sunt reprezentate printr-un banc de nisipuri care au fost atribuite Levantinului mediu. Acest banc de nisipuri, care se găsește intercalat între depozitele marnoase ale Levantinului inferior și cele ale Levantinului superior, generează deasemenea un orizont acvifer.

Tinând seama că depozitele neogene se afundă către E, presiunea de strat a orizonturilor acvifere crește în această direcție, astfel încât ele capătă un caracter artezian, care trebuie să fie pus în evidență în zonele morfologice joase.

Depozitele cuaternare vechi sunt constituite din orizontul Pietrișurilor de Frătești, care au în general macrorelieful regiunii. Acest orizont constituie o rocă-magazin pentru un întins strat acvifer care urmărește morfologia Cîmpiei getice.

Curentul subteran, circulînd prin acest orizont care se găsește de sus peste marnele levantine, urmărește în general linia de cea mai mare pantă a Cîmpiei getice, păstrînd un caracter permanent freatic.

Analiza mezoreliefului duce la concluzia că acest strat acvifer este puternic drenat de văile care brăzdează Cîmpia getică, generînd prin aceasta dese linii de izvoare.

Orizonturile acvifere cele mai tinere din punct de vedere stratigrafic sunt determinate de acumulările din terase și din luncă, care generează strate acvifere importante.

Sub aceste aspecte deosebim următoarele macroraioane hidrogeologice: macroraionul apelor subterane pliocene și macroraionul apelor freatici din depozitele cuaternare.



1. *Macroraiionul apelor subterane pliocene.* În ceea ce privește acest macroraion, observăm că, din punct de vedere geologic, ținutul dintre bazinul inferior al Jiului și bazinul inferior al Desnățuiului constituie zona de apariție la zi a depozitelor daciene și levantine, determinând în acest mod și dezvoltarea zonei de alimentare a stratelor acvifere respective în acest sector.

Desigur că pentru flancul intern al bazinului de subsidență pliocen urmează să fie luate în considerare și alte zone de alimentare ale acestor strate acvifere, situate în regiunile de N ale colinelor oltene.

Circulația curentului subteran din orizonturile acvifere pliocene a fost apreciată sub premiza că aceste orizonturi se găsesc saturate cu apă pe întreaga extensiune a bazinului getic. În această acceptiune, circulația curentului subteran trebuie să urmeze linia de scufundare către ESE a axului acestei largi cuvete. În consecință, presiunea de strat a orizonturilor acvifere pliocene trebuie să crească pe măsura deplasării spre E, fapt pus în evidență prin forajele executate de noi în lunca Oltului, la Pestra. În acest punct s-a forat pînă la adîncimea de 70 m, prospectîndu-se sub marnele superioare levantine, orizontul de nisipuri acvifere levantin-medii, care s-a manifestat la terminarea forajului ca un puternic strat acvifer artezian.

Deasemenea, acest orizont acvifer din nisipurile levantine este exploataț pentru alimentarea cu apă a orașului Caracal.

Pe de altă parte, mai arătăm că stratul acvifer din nisipurile daciene a fost exploataț printr-un foraj executat la Băilești.

În concluzie, din punct de vedere al macroraiionării apelor subterane pliocene, se poate afirma existența a două orizonturi importante: primul se dezvoltă în nisipurile daciene și al doilea în nisipurile Levantinului mediu. Apele subterane pliocene se extind în întreaga Cîmpie getică, în care Daciolanul și Levantinul se dezvoltă sub un facies litologic specific.

2. *Macroraiionul apelor freatici din depozitele cuaternare* (pl. III—V¹). Dezvoltarea aproape uniformă a Stratelor de Frâtești în subsolul Cîmpiei getice imprimă în același timp și caracterul hidrogeologic al stratului acvifer generat de acest orizont.

Orizontul de Frâtești se găsește acoperit spre W de Olt de depozite preponderent nisipoase și spre E de Olt, de depozite nisipoase prăfoase de tip loessoid, ambele cu structură macroporică permeabilă.

În aceste împrejurări, deși relieful cîmpului apare fragmentat și drenat de văi relativ adânci, alimentarea stratelor acvifere are loc prin infiltrări nemijlocite din precipitațiile atmosferice de pe interfluvii.

¹⁾ În pl. V a se citi \varnothing în mm.

Direcția curentului subteran care circulă prin orizontul Stratelor de Frătești este consecventă cu linia de cea mai mare pantă a Cîmpiei getice.

Sub acest aspect, am deosebit în Cîmpia getică două direcțiuni ale pantelor morfologice: prima către S și a doua către E.

Rezultanta acestor direcțiuni corespunde cu linia de cea mai mare pantă, dirijată spre SE, iar hidroizohipsele se găsesc reprezentate prin curbe care exprimă grafic această direcțiune de curgere. Este natural că în dreptul văilor adânci hidroizohipsele se arcuiesc sub efectul drenajului cauzat de aceste văi (pl. III și IV).

Macroraionul acestor ape freaticе se găsește limitat spre E de extensiunea Cîmpiei getice. Într-adevăr, în Cîmpia română orientală, acest orizont se afundă, devenind un strat acvifer de adâncime.

Sub aspectul mezoraionării hidrogeologice, apele subterane din depozitele cuaternare pot fi împărțite în apele freaticе din Cîmpul înalt, care circulă în Pietrișurile de Frătești, și apele freaticе din terasele și luncile văilor acestui ținut.

În ceea ce privește mezoraionarea hidrogeologică, ne vom limita la stratele acvifere din terasele și lunca situate în dreapta Oltului.

Mezoraionarea acestei regiuni este determinată de extensiunea fiecareia dintre aceste trepte morfologice.

a) Terasa Caracal. În terasa Caracal, acumulările vechi de pietrișuri și nisipuri ale Oltului generează un strat acvifer care se alimentează pe de o parte din apele de precipitație și pe de altă parte, din linia de izvoare care se manifestă la contactul dintre această terasă și Cîmpia olteană.

Direcția de curgere a stratelor acvifere este determinată pe de o parte de pantă generală a acestei terase, în sensul N—S, pe de altă parte de drenarea stratului acvifer pe linia de țîțînă a terasei Caracal cu terasa Hotărani. Datorită acestor cauze, curentul acvifer are direcția NW—SE, aşa cum se vede în planșa III.

b) Terasa Hotărani. În stratul de pietrișuri cu nisipuri aluvionare din terasa Hotărani există un puternic strat acvifer. Acesta este alimentat atât din precipitații, cât și din infiltratiile din stratul acvifer al terasei Caracal, pe linia de contact a celor două terase. Reamintind în prealabil că denivelarea dintre acumulările de pe fiecare treaptă morfologică este relativ mică, apare evident că de-a lungul acestei linii de contact stratul acvifer din terasa Caracal se găsește pe o anumită porțiune în legătură cu pietrișurile din terasa Hotărani. În acest mod, sub acțiunea proceselor de drenare, au loc infiltratiile nemijlocite în acumulările terasei Hotărani. În afară de aceste infiltrări, pe linia de țîțînă a teraselor apare și o serie de izvoare, în general măscate de deluviiile care se dezvoltă de-a lungul acestei linii. Apa acestor izvoare se infiltrează prin rocele



permeabile ale deluviului, alimentând deasemenea stratul acvifer din terasa Hotărani.

Directia curentului stratului acvifer din această terasă este determinată de fenomene aproape identice cu cele din terasa Caracal. Panta în sensul N—S a acestei terase și drenarea exercitată de terasa Stoenești, mai joasă, au ca rezultantă o direcție a curentului subteran dirijat aproximativ NW—SE. Se observă aci că drenarea exercitată de terasa inferioară este mai puternică decât în cazul terasei Caracal. Acest fenomen se poate ușor observa după expresia hidroizohipselor reprezentate în planșele III și IV.

c) Terasa Stoenești. În acumulările aluvionare vechi constituite din pietrișuri cu nisipuri, s-a generat un puternic strat acvifer. Acesta este alimentat din precipitații, cît și din infiltratiile de pe linia de contact cu terasa Hotărani, din stratul acvifer freatic existent în acumulările aluvionare ale acesteia.

Fenomenul de infiltratie nemijlocită din stratul acvifer al terasei superioare în cel al terasei inferioare, cît și mascarea liniei de izvoare prin deluviul ce se dezvoltă pe linia de contact, menționate la contactul dintre terasele Caracal—Hotărani, sunt prezente și la contactul dintre terasele Hotărani—Stoenești. Direcția curentului subteran este puternic influențată de drenajul exercitat de lunca Oltului. De aceea, în zona de N a regiunii studiate, curentul are direcția aproape E—W. Spre S însă, unde influența drenantă a luncii Oltului este într-o oarecare măsură contrabalansată de drenajul exercitat de lunca Dunării, hidroizohipsele marchează aceste influențe care au ca rezultantă o direcție N—S a curentului stratului acvifer freatic.

La contactul cu lunca Oltului, stratul acvifer generează o linie continuă de izvoare, care contribuie într-o oarecare măsură la alimentarea stratului acvifer din pietrișurile din luncă.

d) Lunca Oltului. La baza acumulărilor aluvionare din lunca Oltului se găsește un strat de nisipuri cu pietrișuri, care au generat un puternic strat acvifer freatic. Acest strat este alimentat în special din infiltratiile din apele Oltului și, subordonat, din izvoarele de la contactul cu terasele inferioare și din precipitațiile atmosferice.

Nivelul hidrostatic al acestui strat acvifer este permanent determinat de fluctuațiile nivelului apelor Oltului. În perioada de creștere a nivelului apelor Oltului, infiltratiile din acesta în stratul acvifer cresc, pe cind în perioada de scădere a nivelului apelor Oltului, din contra, apele subterane alimentează rîul pînă la stabilirea echilibrului hidrodinamic. Curentul apelor freatici din luncă este deci determinat de factorii amintiți, urmărind în linii mari o direcție consecventă cursului Oltului.

* * *



Din examinarea mezoraioanelor hidrogeologice constituite de terasele Caracal, Hotărani și Stoenești și de lunca Oltului, se vede că datorită contactului nemijlocit care există între acumulările de pietrișuri aluvionare ale celor trei terase, există o scurgere aproape continuă a apelor freatici din terasele superioare în cele inferioare. Acest fapt se reflectă în modul de prezentare al hidroizohipselor, care prezintă un caracter de continuitate în cele trei terase, împrejurare care ar putea duce la o interpretare eronată în sensul dezvoltării unui singur orizont acvifer în cele trei terase.

În realitate însă, aşa cum s-a arătat mai înainte, există în fiecare terasă un strat acvifer freatic distinct.

Pe liniile de contact ale teraselor superioare cu cele inferioare, aceste strate acvifere iau contact nemijlocit. Infiltarea stratului acvifer din terasa superioară în stratul acvifer din terasa inferioară, aflat la un nivel scoborât, conduce la producerea unei pante mărite a stratului acvifer în aceste zone. Această împrejurare crează posibilitatea producerii unor fenomene de sufozie în zonele de contact ale teraselor.

Deasemeni, deși aşa cum s-a arătat anterior, în aceste zone de contact morfologic izvoarele sunt mascate de deluvii, nivelul hidrostatic este mai apropiat de suprafață decât pe podul teraselor, ceea ce conduce în unele sectoare la producerea de înmlăștiniri în perioadele de creștere a nivelului hidrostatic.

În vederea stabilirii caracterului hidrochimic al apelor subterane, s-au executat o serie de analize chimice, atât a apelor de adâncime din regiune (din depozitele levantine), cât și a apelor subterane din mezoraioanele hidrogeologice mai înainte menționate (cîmpul, terasa Caracal, terasa Hotărani, terasa Stoenești și lunca Oltului). Deosebit, s-au analizat și apele Oltului și apele Tesluiului, pe zona din lunca Oltului.

Punctele de apă analizate sunt menționate în tabloul 1.

Rezultatele acestor analize¹⁾ duc la concluzia că atât apele subterane, cât și cele superficiale, analizate, sunt slab mineralizate, avînd o mineralizație totală mai mică de 1 g/l. Trăsătura hidrochimică principală constă în existența unui conținut ridicat de bicarbonați alcalino-teroși, împrejurare care caracterizează duritatea totală în condițiile unei durîțări temporare ridicate.

Pentru caracterizarea hidrochimică a acestor ape s-au urmărit în prealabil

valorile raporturilor $\frac{r\ Cl^-}{r\ Na^-}$ și $\frac{r\ Na^+}{r\ Ca^{++} + r\ Mg^{++}}$.

¹⁾ Analizele chimice au fost executate de colectivul condus de GABRIELA PITULESCU în Laboratorul de Ape al Întreprinderii de Prospecțiiuni.



TABLOUL 1
Probele de apă analizate

Nr. punct. de apă analizat	Locul de recoltare	Mezoraiionul hidrogeologic
1	Fântâna gării Devesel	Terasa Caracal
2	Vatra satului Devesel, pe cîmp, W de biserică	Cîmp
3	Vatra satului Studina, W de biserică	Cîmp
4	Fântâna Petre Prodan, W de Vișina Veche	Terasa Caracal
5	Marginea de S a satului Rusănești de Jos	Terasa Stoenești
6	Fântână, la W de Vișina Nouă	Cîmp
7	Fântână la S de Brezuica	Terasa Stoenești
8	Fântână în partea de S a satului Islaz	Martorul de eroziune Islaz
9	Marginea de N a satului Plăviceni	Terasa Stoenești
10	Conacul fermei Studina	Terasa Caracal
11	Marginea de N a satului Izbiceni	Terasa Stoenești
12	Fântână, la SW de satul Potopin	Terasa Caracal
13	Olt, imediat aval de confluența cu Oltețul	—
14	Teslui, în dreptul satului Fărcașele de Sus	—
15	Izvor din Fărcașele de Sus	Terasa Stoenești
16	Fântână în satul Chilii	Luncă
17	Fântână la E de Potroșeni	Cîmp
18	Fântână la NW de gara Fărcașele	Terasa Hotărani
19	Fântână în marginea de N a satului Stoenești	Terasa Stoenești
20	Forajul de alimentare cu apă al orașului Caracal	Stratul acvifer levantin

Aceste valori, care exprimă variația echilibrului salin, săn reprezentate în tabloul 2.

Din examinarea datelor tabloului 2 față de valorile raportului $\frac{r\ Cl^-}{r\ Na^+}$

rezultă că, în marea lor majoritate, aceste ape au cloruri reprezentate exclusiv sub forma de cloruri de sodiu. Atragem în deosebi atenția asupra analizei probei nr. 8 de la Islaz, unde valoarea acestui raport depășește unitatea. Acest fapt îl vom examina mai departe.

În ceea ce privește valorile raportului care depășește unitatea la probele nr. 15, 18, și 19, aceste rezultate par să fie excepționale și trebuie considerate



TABLOUL 2

Mezoraionul hidrogeologic	Nr. punctului de apă conform tabloului 1	Raportul $\frac{r\ Cl^-}{r\ Na^+}$	Raportul $\frac{r\ Na^+}{r\ Ca^{++} + r\ Mg^{++}}$
Orizontul levantin	20	0,985	0,790
	2	0,297	0,137
Cîmpul oltean	3	0,546	0,1905
	6	0,0421	1,471
	17	0,567	0,135
	1	0,298	0,145
Terasa Caracal	4	0,106	0,754
	10	0,370	0,194
	12	0,805	0,183
Terasa Hotărani	18	1,48	0,0282
	5	0,232	0,342
	7	0,170	0,281
Terasa Stoenești	9	0,967	0,798
	11	2,4702	0,0414
	15	1,38	0,034
	19	1,98	0,0216
Lunca Oltului	16	0,1435	0,412
Martorul de eroziune de la Islaz	8	1,085	0,412
Ape superficiale { Olt	13	0,819	0,2835
Teslui	14	0,237	0,432

ca niște valori accidentale, pe baza elementelor pe care le vom prezenta mai departe.

În acest sens pledează și valorile raportului

$$\frac{r\ Na^+}{r\ Ca^{++} + r\ Mg^{++}}$$

care sănt, aproape la totalitatea analizelor executate, mai mici decît unitatea. Acest fapt subliniază că la stabilirea echilibrului salin intervin în special bicarbonații de calciu și magneziu și numai într-o foarte mică măsură bicarbonații de sodiu.



Reprezentarea grafică a echilibrului salin s-a făcut după metoda lui N. I. TOLSTIHN (fig. 7). După această reprezentare grafică, se poate stabili că totalitatea apelor subterane, atât levantine cît și cuaternare, aparțin hidrochimic unei

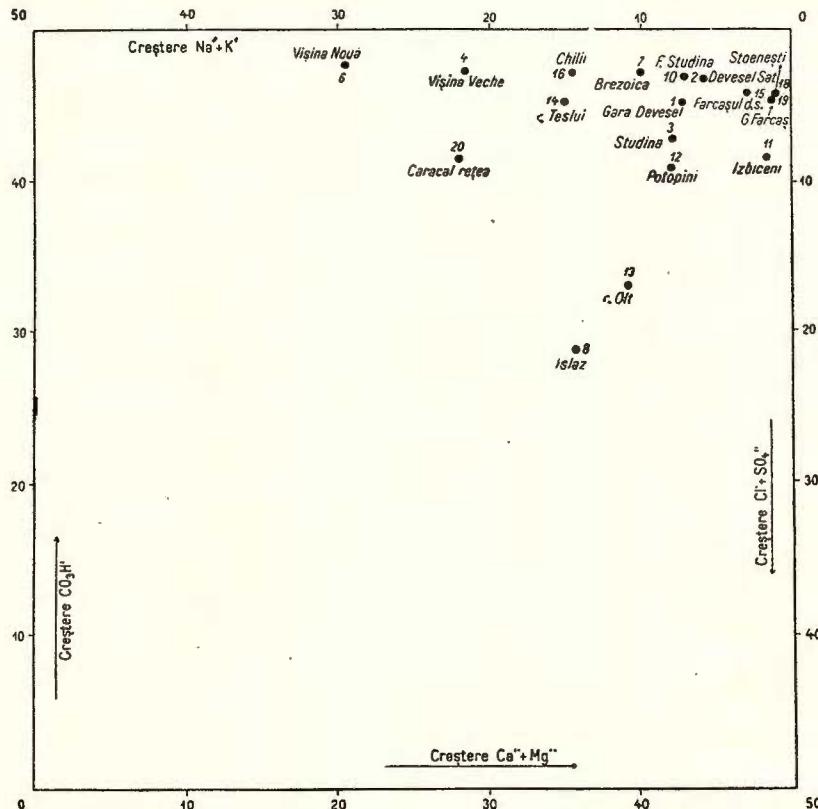


Fig. 7. -- Reprezentarea grafică a echilibrului salin al apelor din Oltenia de SE.

aceleiași clase, care ar putea fi exprimată, din punct de vedere al echilibrului ei salin, prin formula:

$$10\% \ (r \text{Cl}^- + r \text{SO}_4^{2-})$$

$$40\% \ r \text{CO}_3\text{H}^-$$

$$30\% \ (r \text{Na}^+ + r \text{K}^+)$$

$$20\% \ (r \text{Ca}^{++} + r \text{Mg}^{++})$$

Fac excepție de la acest echilibru salin apele superficiale ale Oltului și apele subterane din zona Islaz.

Aapele subterane din zona Islaz sunt caracterizate printr-o creștere procentuală a anionilor, care plasează aceste ape subterane, din punct de vedere al

TABLOUL 3

Mezoraionul hidrogeologic	Nr. punctului de apă conform tabloului 1	Valoarea coeficientului de irigație al lui PRIKLONSKI ka
Orizontul levantin	20	12,2
	2	33,5
Cîmpul oltean	3	24,2
	6	3,58
	17	27,5
	1	26,5
Terasa Caracal	4	7,3
	10	24,3
	12	46,0
Terasa Hotărani	18	144,0
	5	13,5
	7	17,3
Terasa Stoenești	9	5,85
	11	83,0
	15	133,0
	19	117,0
Lunca Oltului	16	13,4
Martorul de eroziune de la Islaz	8	19,2
Ape superficiale { Olt	13	95,0
{ Teslui	14	9,4

raionării hidrochimice, într-un raion separat. Acest fapt vine în sprijinul concluziei morfogenetice că martorul de eroziune de la Islaz face parte dintr-un raion morfologic distinct față de terasele Oltului.

Calitățile apelor din regiune, în ceea ce privește posibilitatea utilizării lor pentru irigații, au fost cercetate pe baza valorii coeficientului de irigație al lui V. A. PRIKLONSKI. În tabloul 3 s-a calculat coeficientul de irigație ka pentru toate cele 20 probe analizate.

După V. A. PRIKLONSKI, dacă

$ka < 1,2$, apele respective nu pot fi folosite pentru irigații;

$1,2 < ka < 18$, apele subterane respective trebuie drenate;

$18 < ka$, apele respective pot fi folosite pentru irigații.



Din examinarea valorilor ka înscrise în tabloul 3, rezultă că din punct de vedere al compoziției chimice, apele Oltului sănătate recomandabile pentru a fi folosite la irigații.

Totodată, se observă că în anumite zone apele subterane prezintă un caracter nociv pentru sol. Din această cauză, în aceste zone, dacă nivelul hidrostatic este prea apropiat de suprafață, vor trebui executate drenaje pentru coborârea nivelului lor.

Asemenea zone se constată, după frecvența rezultatelor analitice, în lunca Oltului, în zona Olteț și mai ales pe terasa inferioară Stoenești.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N. Einige Bemerkungen über gegenseitige Verhältnisse der jungtertiären Ablagerungen Russlands, Rumäniens und Oesterr.-Ungarns. 1896.
2. ATHANASIU SAVA. Mamiferele terțiare din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, pag. 129—214. București, 1907.
3. ATHANASIU SAVA. Contribuții la studiul faunei terțiare de Mamifere din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, II, pag. 379—434. București, 1908.
4. ATHANASIU SAVA. Elephas planifrons Falconer dans le Pliocène supérieur de Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI, pag. 185—190. București, 1926.
5. ATHANASIU SAVA. Cîteva observații relative la deplasarea spre S a cursului Dunării. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV (1925—1926). București, 1930.
6. BARBU I. Z. Catalogul Vertebratelor fosile din România. *Acad. Rom. Mem. Secț. Științifice*, S. III, T. VII. București, 1931.
7. BEREGOV R. Pliocenul din districtul Lom. *Mélanges. St. Bončev*. Sofia, 1940.
8. BIELZ A. E. Die Jungtertiären Schichten nächst Krajowa in der Walachei. *Verh. Mitt. Siebenb. Ver. f. Naturwiss.*, XV. Sibiu, 1864.
9. COBĂLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. Geol. Șc. Milit. Iași*. București, 1883.
10. CVIĆIĆ S. Entwicklungsgeschichte des Eisernen Tores. *Pet. Mitt.*, Erghft. Nr. 160. Gotha, 1908.
11. DEMETRESCU ALDEM AL. Die untere Donau zwischen T. Severin und Brăila. Berlin, 1911.
12. DEMETRESCU ALDEM AL. Adevărata problemă a Cîmpiei Române. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI (1914—1915). București, 1923.
13. DRĂGHICEANU M. Studii asupra hidrologiei subterane din Oltenia. București, 1905.
14. FOETTERLE F. Die Gegend zwischen T. Severin, Tîrgu Jiului und Krajowa, in der kleinen Walachei. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien, 1870.
15. FONTANNES F. Contributions à la faune malacologique des terrains néogènes de la Roumanie. *Arch. du Mus. d'Hist. Nat. de Lyon*. T. IV, 1886.
16. GROMOV V. I. Despre limita dintre Tertiär și Cuaternar la al XVIII-lea Congres geologic internațional din anul 1948. *Bul. Com. Stud. Cuatern. Acad. U.R.S.S.*, nr. 15 din 1950.



17. GROMOV V. I. Problema limitei dintre Terțiар și Cuaternar. *Bul. Com. Stud. Cuatern. Acad. U.R.S.S.*, nr. 15 din 1950.
18. GROMOV V. I. Despre limita inferioară a Cuaternarului. *Bul. Com. Stud. Cuatern. Acad. U.R.S.S.*, nr. 16 din 1951.
19. IACOVLEV S. A. Despre limita dintre Pliocen și Pleistocen în partea europeană a U.R.S.S., *Bul. Com. Stud. Cuatern. Acad. U.R.S.S.*, nr. 16 din 1950.
20. IONESCU-ARGETOAIA I. P. Bazinul pliocenic din Depresiunea Getică și legăturile acestuia cu bazinile învecinate. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI (1914–1915). București, 1923.
21. IONESCU-ARGETOAIA I. P. Pliocenul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII, pag. 300–321. București, 1918.
22. IONESCU-ARGETOAIA I. P. Contribuții la studiul faunei de Moluște pliocene din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, VIII. București, 1918.
23. IONESCU-BALEA M. St. Les dunes de l'Olténie. *Revue Géogr.* Paris, 1923.
24. JARANOFF D. La Péninsule Balcanique pendant le Quaternaire. *Mélanges. St. Bončev.* Sofia, 1940.
25. JUCENCO B. P. Despre limita dintre depozitele terțiare și cuaternare din regiunile Euxino-Caspice. *Bul. Com. Stud. Cuatern. Acad. U.R.S.S.*, nr. 16 din 1951.
26. KOLESNIKOV V. P. Paläontologie der U.R.S.S., 2, pag. 347–393. Leningrad, 1935.
27. LASKAREV W. Die Fauna der Buglowa-Schichten in Volhynien. *Mém. Com. Géol. Russie*, 1903.
28. LINDLEY W. H. Raport explicativ la studiile și proiectul general al alimentării orașului Craiova cu apă. Nr. 63.300 din 14/27 Ian. 1903. Craiova, 1901.
29. LINDLEY W. H. Raport explicativ la proiectul general al alimentării orașului Craiova cu apă din izvorul Runcu, pag. 1–22, nr. 67.950 din 11 Iunie 1904. Craiova, 1904.
30. LITEANU E. Geologia zonei orașului București. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E. Hidrogeologie), nr. 1, pag. 1–73. București, 1952.
31. LITEANU E. Geologia ținutului de cîmpie din bazinul inferior al Argeșului și a teraselor Dunării. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.*, seria E (Hidrogeologie), nr. 2, pag. 1–73. București, 1953.
32. LITEANU E. Procese morfogenetice holocene în bazinul inf. al Argeșului. *Com. Geol. St. Tehn. Econ.* seria E (Hidrogeologie), nr. 2, pag. 73–97. București, 1953.
33. MACAROVICI N. Les Mactres sarmatiques de l'Est et du Sud de la Roumanie. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXI. 1935.
34. MACAROVICI N. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, XXXI. 1940.
35. MACOVEI G. Cîteva observații asupra hidrogeologiei subterane a Dobrogei de Sud. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III. București, 1912.
36. MARTONNE EM. DE. Sur les mouvements du sol et la formation des vallées en Valachie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1901.
37. MARTONNE EM. DE. Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpathes méridionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4-ème série, T. II. 1902.
38. MARTONNE EM. DE. La Valachie. Paris, 1902.
39. MARTONNE EM. DE. Sur les terrasses des rivières karpathiques en Roumanie. *C. R. Acad. Paris*, 1904.
40. MARTONNE EM. DE. Remarques à propos des observations sur le défilé des Portes de Fer et sur le cours inférieur du Danube, par R. Sevastos. *Bull. Soc. Géol. France*. 4-ème série, Tome IV. Paris, 1905.



41. MAVLIANOV G. A. Răspândirea tipurilor genetice de loess și tasabilitatea lor. *Lucrările Laboratorului de Hidrogeologie de pe lîngă Acad. de Ști. U.R.S.S.* Moscova, 1950.
42. MRAZEK L. și TEISSEYRE W. Esquisse tectonique de la Roumanie. 1907.
43. MURATOV M. V. Istoria bazinului Mării Negre în legătură cu dezvoltarea regiunilor înconjurătoare. *B. Mosc. ob. isp. prisodii. ot. geol.*, nr. 1, 1951.
44. MURGEANU GH. Ridicări geologice între V. Ialomiței și V. Bărbulețului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV (1926–1927). București, 1930.
45. MURGOCI GH. Terțiarul din Oltenia. *An. Inst. Geol. Rom.*, I, pag. 1–109. București, 1907.
46. MURGOCI GH. La Plaine roumaine et la Balta du Danube, pag. 1–25. București, 1907.
47. MURGOCI GH. The climate in Roumania and vicinity in the late quaternary times. Postglaciale Klimaveränderung. *C. R. XI-e Congrès intern. géol.* Stockholm, 1910.
48. MURGOCI GH. Discuții la comunicarea Aldem: Adevărata problemă a Cîmpiei Române. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI (1914–1915). București, 1923.
49. MURGOCI GH., PROTOPOPESCU-PACHE EM. și ENCULESCU P. Raport asupra lucrărilor făcute de Secția agrogeologică în anul 1906–1907. *An. Inst. Geol. Rom.*, I. București, 1907.
50. MURGOCI GH., PROTOPOPESCU-PACHE EM. și IONESCU-ARGETOAIÀ I. P. Cuaternarul din Oltenia. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VI, pag. 30–31. București, 1915.
51. NICOLAEV N. I. Despre limita inferioară a Cuaternarului după datele analizei neotectonicei. *Bul. Com. Stud. Cuatern. Acad. U.R.S.S.*, Nr. 15 din 1950.
52. ONCESCU N. și JOJA T. Observații asupra stratigrafiei Pliocenului superior dintre V. Dunării și V. Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXV (1945–1948), pag. 9–15. București, 1952.
53. ONCESCU N., MOTĂS I. și DRAGOȘ V. Cercetări geologice în platforma Cotmeana. Rap. Arhiva Comit. Geol. 1950.
54. PATTE ÉTIENNE. Sur les Éléphants fossiles de la Roumanie. *Acad. Rom. Secț. Șt.*, Seria III. T. XI, pag. 1–24. 1936.
55. PETRBOK S. Zur Kentniss der quaternären und rezenten Mollusken von Bessarabien und Galatz. *Arhiv. für Molluskenkunde.* LXII, 1930.
56. POPESCU-VOITEȘTI I. Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj.* 1936.
57. PORUMBARU R. Étude géologique des environs de Craiova, parcours Bucovăț–Cretzești, pag. 1–13. Paris, 1881.
58. PROTOPOPESCU-PACHE EM. Găsirea unui craniu de Elephas primigenius în terasa Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, II, pag. 86–87. București, 1911.
59. SCHÜLLER I. Reise in die Moldau und Walachei. *N. Jahrb. Min.* 1836.
60. SEVASTOS R. Les terrasses du Danube et de Sereth. L'âge du défilé des Portes de Fer. *Bull. Soc. Géol. France*, 4-ème série, T. III. Paris, 1903.
61. SEVASTOS R. Observations sur le défilé des Portes de Fer et sur le cours inférieur du Danube. *Bull. Soc. Géol. France*. 4-ème série, Tome IV. Paris, 1904.
62. SEVASTOS R. Istoria Văii Dunării. *Arhiva Soc. Lit. Șt. Iași*, 1905.
63. SEVASTOS R. Contribuționi la studiul Gasteropodelor pleistocene. *An. Inst. Geol. Rom.* III, 1910.
64. SINZOW I. Über die pälaont. Beziehung der neurussischen Neogenablagerung zu den gleichen Schichten Oesterr.-Ungarns und Rumäniens. *Zap. Nov. Obst. Estestoviat*, T. XXI. Odessa, 1896.

65. ȘTEFĂNESCU GR. Sur le terrain quaternaire de la Roumanie et sur quelques ossements de Mammifères tertiaires et quaternaires du même pays. *Bull. Soc. Géol. France*, T. I. Paris, 1873.
66. ȘTEFĂNESCU GR. Descoperirea unei fălcii de cămilă fosilă lîngă Slatina. *An. Acad. Rom. Mem. Sect. Științ.*, Seria I, T. XI. București, 1879.
67. ȘTEFĂNESCU SABBA Studiu geologic asupra imprejurimilor Craiovei. *Rev. Șt.*, seria II, vol. II, nr. 13. București, 1881.
68. ȘTEFĂNESCU GR. Memoriu relativ la geologia jud. Dolj. *An. Bir. geol.*, An. 1882–83, nr. 4. București, 1889.
69. ȘTEFĂNESCU GR. Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et lénantes. *Mém. Soc. Géol. France*, nr. 15. Paris, 1896.
70. ȘTEFĂNESCU GR. Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique, pag. 124–178. Lille, 1897.
71. VÂLSAN GH. Sur l'évolution de la Plaine roumaine entre les rivières Olt et Argeș. *C. R. Acad. Sc.*, T. 127. Paris 1913.
72. VÂLSAN GH. Remarques sur les terrasses de la Plaine roumaine orientale. *C. R. Acad. Sc.*, T. 157. Paris, 1913.
73. VÂLSAN GH. Sur la morphologie de l'Olténie. *C. R. groupe études géogr. Sorbonne*. Séance 12 mars 1914.
74. VÂLSAN GH. Urmele unei falii în Cîmpia Română. *An. Geogr. Antropogeogr.* București, 1914–1915.
75. VÂLSAN GH. Cîmpia Română. *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, Vol. 36. București, 1916.
76. VÂLSAN GH. Asupra trcerii Dunării prin Portile de Fer. *An. Acad. Rom. Sect. Șt.*, Ser. II, vol. XXXVIII (1915–1916). București, 1916.
77. VÂLSAN GH. Influențe climatice în morfologia Cîmpiei Române. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII (1915–1916). București, 1917.
78. WENZ W. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete, pag. 9–11. Frankfurt a/M, 1942.

ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE SUR L'OLTÉNIE DU SUD-EST

PAR

E. LITEANU A. PRICĂJAN, T. BANDRABUR, G. VASILESCU, C. MARTINIUC,
L. GAVRILESCU, AL. GHEORGHE, D. CĂLDĂRIN, I. VINTILESCU
et G. NIMIGEANU

(Résumé)

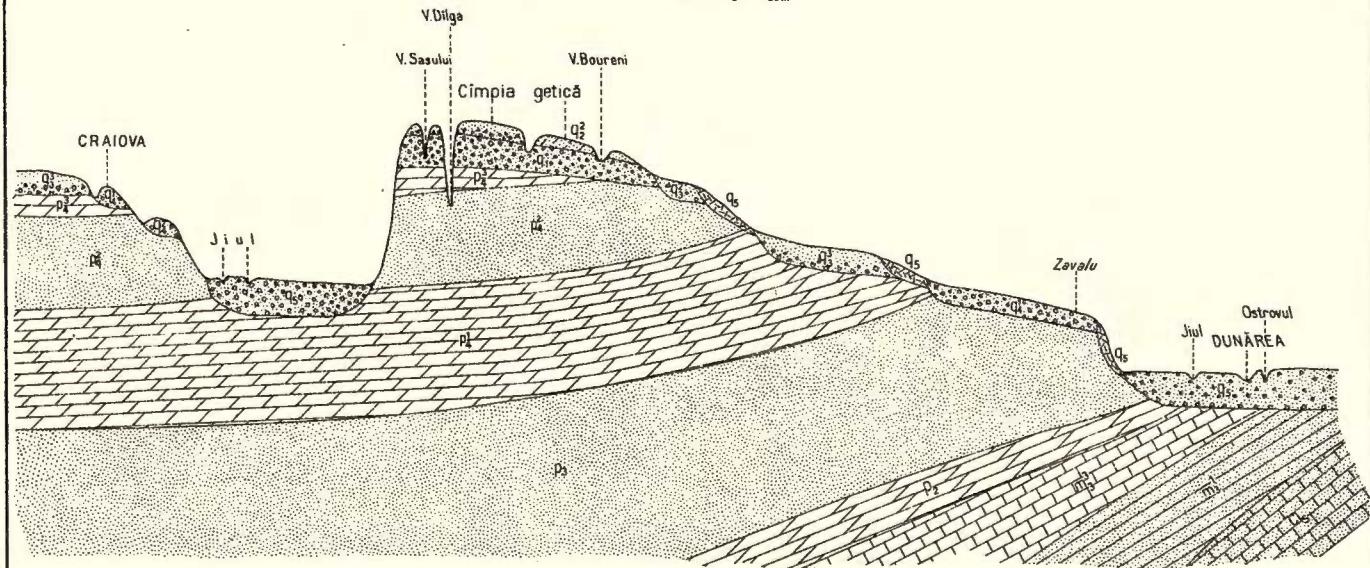
Dans cette étude nous présentons les résultats des recherches exécutées durant l'année 1952.

La région étudiée s'étend vers l'W jusqu'à une ligne qui unit le village de Gura Padinei à Obîrșia Veche et Rădișoara, et vers l'E jusqu'au lit de l'Olt. La



PROFIL GEOLOGIC SCHEMATIC PE VALEA JIULUI

SCARA Lung.= 0 2 4 Km
Inalt. = 0 20 m



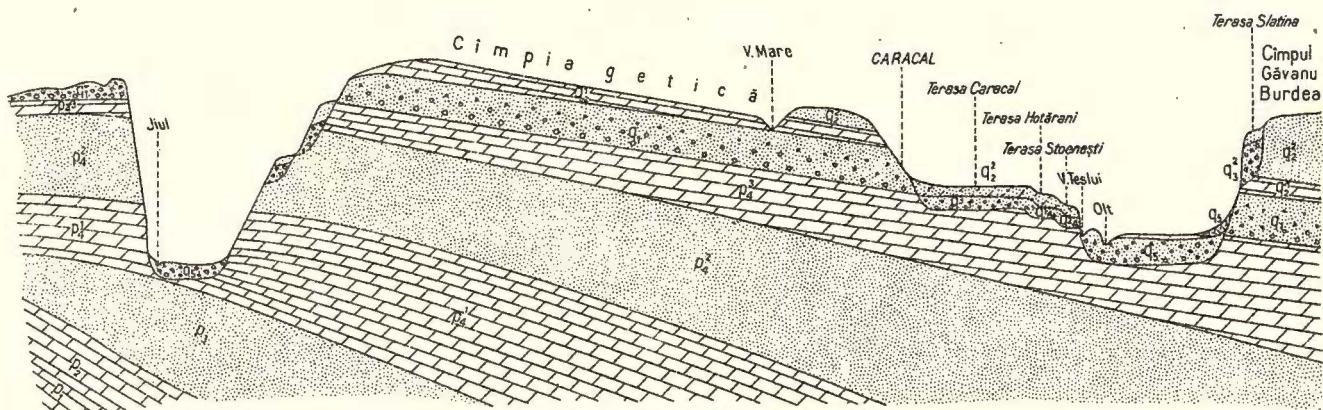
L E G E N D A

[Symbol: Dots] Holocen sup. nisip+pieriș deluviu	[Symbol: Dots] Holocen inf. (partea supă) nisip+pieriș +depor. loessică	[Symbol: Dots] Holocen inf. (partea bazală) nisip+pieriș +depor. loessică	[Symbol: Horizontal lines] Pleistocen superior (Würmian)	[Symbol: Dots] Pleistocen sup. (Riss-Würmian)	[Symbol: Dots] Pleistocen med. depor. bessoidic	[Symbol: Dots] Pleistocen inf. nisipuri+pierișuri
[Symbol: Dots] L ₁ Levantin sup. marne	[Symbol: Dots] L ₂ Levantin med. nisipuri	[Symbol: Dots] L ₃ Levantin inf. marne	[Symbol: Horizontal lines] P ₁ Pontian marne	[Symbol: Dots] P ₂ Dacian nisipuri	[Symbol: Dots] P ₃ Punctian marne	
[Symbol: Dots] Sarmatian superior calcare	[Symbol: Dots] Sarmatian inferior argile, nisipuri			[Symbol: Dots] Cretacic superior gres, calcare		

Institutul Geologic al României

PROFIL GEOLOGIC SCHEMATIC ÎNTRÉ JIU SI OLT PRIN DREPTUL ORAȘULUI CARACAL

SCARA Lung.= 0 2 4 Km
înălț.= 0 20m



L E G E N D A

	Holoceen sup. nisip, piatră, delniță		Holoceen inf. partea sup. nisip, petrificat, depoz. loessoid		Holoceen inf. partea bazală, nisip, petrificat, depoz. klastode		Pleistocen superior (Würmian)		Pleistocen sup. (Riss-Würmian)		Pleistocen med. depoz. loessoid		Pleistocen med. depoz. loessoid		Pleistocen inf. nisipuri și petriguri
	Leventin superior marne		Leventin mediu nisipuri		Leventin inferior marne		Dacien nisipuri		Pontian marne		Mecian marne				



Institutul Geologic al României

E.LITEANU ȘI COLABORATORI
HARTA HIDROGEOLOGICĂ GENERALĂ
A REGIUNII CARACAL-CORABIA

Scara: 1: 250.000

LEGENDA**GEOMORFOLOGICĂ**

- 1 Terasă joasă (t₀)
- 2 Terasă interioară (t₁)
- 3 Terasă superioară (t₂)
- 4 Terasă înaltă (t₃)
- 5 Cimpul

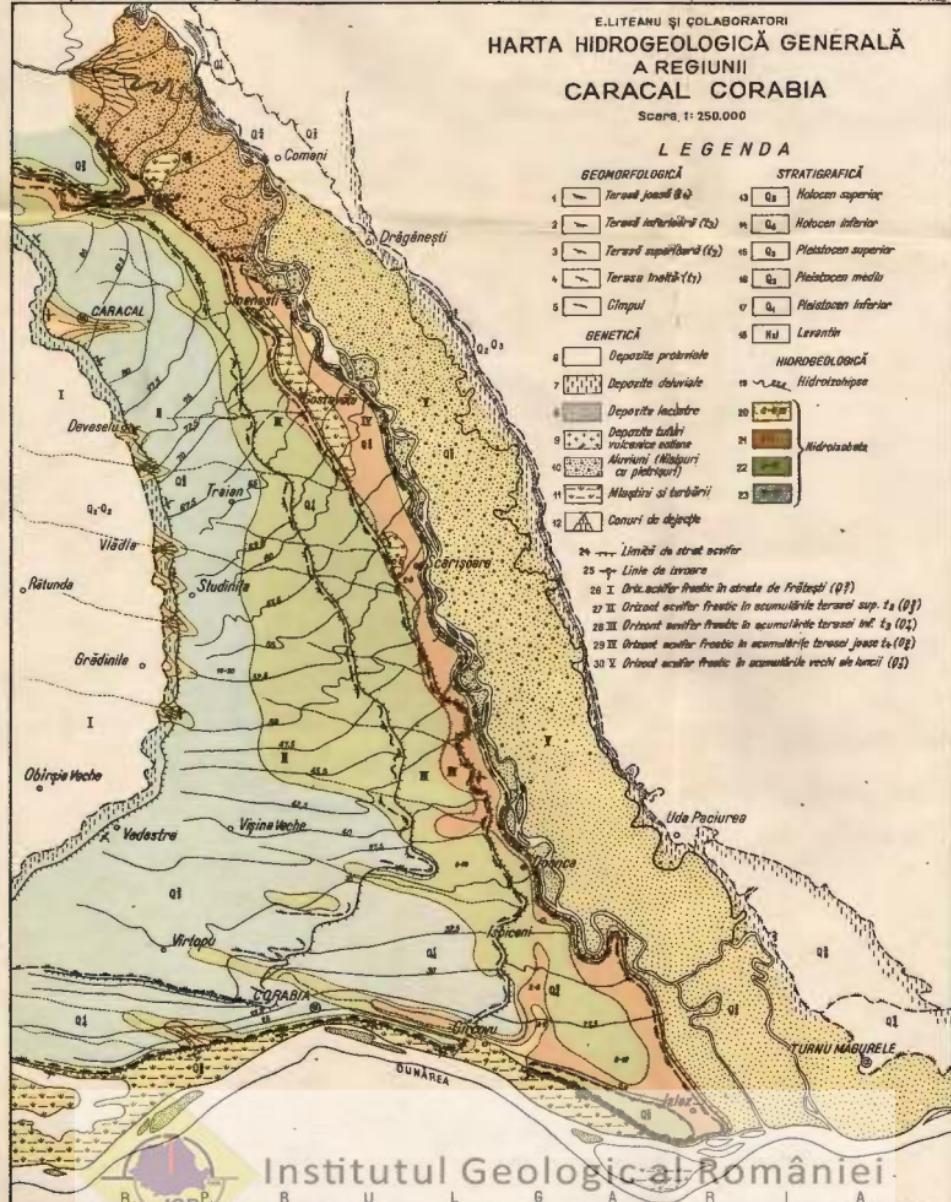
- 13 Q₀ Holocen superior
- 14 Q₁ Holocen inferior
- 15 Q₂ Pleistocen superior
- 16 Q₃ Pleistocen mediu
- 17 Q₄ Pleistocen inferior
- 18 Hu Levantin

GENETICĂ

- 6 Depozite pioniere
- 7 Depozite detoriale
- 8 Depozite lecătre
- 9 Depozite tulnici
volcanice edenice
- 10 Abraziuni (baliguri
cu pleoziuri)
- 11 Masături și barăruri
- 12 Conuri de dejecție

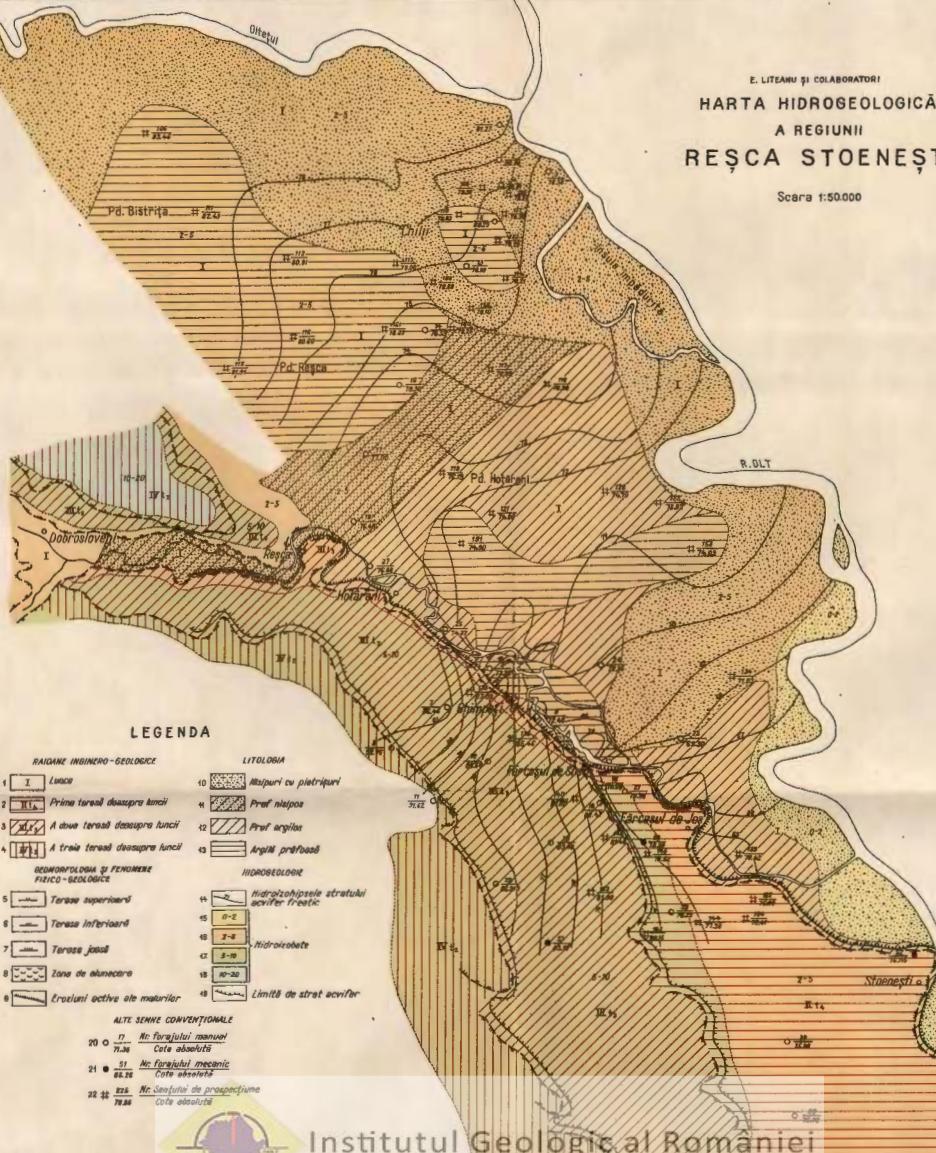
- 19 Hidrotropope
- 20 Hidroizolație
- 21 Hidroizolație
- 22 Hidroizolație
- 23 Hidroizolație

- 24 Limită de strat acvifer
- 25 - Line de inviere
- 26 I. Orizont acvifer freatic în stratul de Frâțegi (Q₁)
- 27 II. Orizont acvifer freatic în acumulațiile terasei sup. t₂ (Q₂)
- 28 III. Orizont acvifer freatic în acumulațiile terasei int. t₃ (Q₃)
- 29 IV. Orizont acvifer freatic în acumulațiile terasei joase t₀ (Q₀)
- 30 V. Orizont acvifer freatic în acumulațiile vechi ale lunii (Q₄)



E. LITEANU și COLABORATORI
**HARTA HIDROGEOLOGICĂ
 A REGIUNII
 REȘCA STOENEȘTI**

Scara 1:50.000



limite septentrionale traverse les villages de Ceziene et de Cioroiu et celle méridionale est formée par la plaine alluviale du Danube.

Au point de vue morphologique, nous avons séparé la région dans les unités suivantes: la haute plaine, les terrasses et les plaines alluviales de l'Olt et du Danube. Les terrasses ont été dénommées: Slatina, Caracal—Vișina, Hotărani—Corabia, Stoienești—Islaz. Dans la partie méridionale de la région, on constate la présence d'un vaste témoin d'érosion, situé à l'W d'Islaz.

Au point de vue géologique, les formations qui affleurent dans la région appartiennent au Levantin et au Quaternaire.

Nos études ont confirmé les subdivisions du Levantin établies par SABBA ȘTEFĂNESCU, R. PORUMBARU et I. P. IONESCU-ARGETOAI. Ainsi, le Levantin est représenté par trois niveaux lithologiques à savoir: un horizon basal, marneux, un horizon moyen, sablonneux, et à la partie supérieure un horizon marneux.

La partie inférieure du Quaternaire est formée de dépôts de sables ayant à la base des graviers, qui constituent les «Couches de Frătești» attribuées au Saint-Prestien. Les Couches de Frătești sont surmontées par une succession de dépôts marneux à intercalations d'argiles rouges sablonneuses attribués au Pléistocène moyen. Ceux-ci sont couverts par des dépôts de type loessoïde, qui pourraient être attribués au Pléistocène supérieur. Les dépôts de terrasse ont été attribués au Riss-Würmien (la haute terrasse), au Würmien (la terrasse supérieure), au Holocène inférieur (les terrasses inférieure et basse) et au Holocène supérieur (les accumulations des plaines alluviales).

Au point de vue hydrogéologique, d'après les données d'ordre morphologique et géologiques, on peut distinguer les macrodistributions zonales hydrogéologiques suivantes: la macrodistribution zonale des eaux souterraines pliocènes et la macrodistribution zonale des eaux phréatiques des dépôts quaternaires. Nous avons divisé la dernière macrodistribution zonale en mésodistribution zonale des eaux phréatiques des Couches de Frătești et les mésodistributions zonales des eaux phréatiques de chacune des terrasses et des plaines alluviales de cette région.

De l'étude de la composition chimique des eaux souterraines et des eaux superficielles il résulte qu'elles sont faiblement minéralisées, ayant en général une salinité totale de moins de 1 g/l. Leur principal trait hydrochimique consiste en une teneur élevée en carbonates alcalins-terreux.

En ce qui concerne la possibilité d'utiliser les eaux superficielles de la région pour irrigations, elles ont été étudiées au point de vue hydrochimique et on a établi que dans ce but sont recommandables les eaux de l'Olt.

En ce qui concerne l'irrigation de la région étudiée, nous sommes arrivés à la conclusion que pour certaines zones il faut prendre des mesures de drainage

des eaux phréatiques, qui pourraient avoir une influence nocive. Ces zones sont situées dans la plaine alluviale de l'Olt (au confluent des rivières Teslui et Olt), ainsi que sur la terrasse Stoenesti, où les eaux phréatiques se trouvent à une petite profondeur, accusant une minéralisation totale plus élevée.

EXPLICATION DES FIGURES ET DES PLANCHES

FIGURES

Fig. 1. — Coupe de la rive gauche de l'Olt, à la hauteur de la ville de Slatina.

1, sol; 2, poussière argileuse-sableuse à teinte chocolat; 3, Idem, blanchâtre; 4, argile sableuse compacte à teinte brun rougeâtre, micacé, à gravier et lentilles de sable, à la base avec des concrétions calcaires; 5, graviers et sables; 6, sable fin, gris, marneux, micacé, non cohésif; 7, argile compacte gris bleuâtre; 8, marne sableuse compacte gris blanchâtre; 9, argile sableuse compacte gris bleuâtre; 10, sable finement argileux compact, micacé, gris bleuâtre, à faune fréquente; 11, sable fin non cohésif gris blanchâtre, qui à la base passe dans un sable grenu très micacé, à graviers de dimensions de moins de 10 mm, à Vivipares et Unionides; 12, argile compacte grise à concrétions et taches ferrugineuses; 13, sable marneux gris jaune, à taches ferrugineuses; 14, argile plastique gris bleuâtre, à taches ferrugineuses; 15, sable fin, jaune blanchâtre, micacé, à concrétions calcaires disséminées dans toute la masse; 16, marne compacte gris noirâtre, micacé, à taches ferrugineuses; 17, sable fin cohésif, jaune rouille, micacé, à bandes de sable ferrugineux, pressées en plaques.

Fig. 2. — Coupe Prooroci — Malul Roșu.

1, sol; 2, poussière argileuse-sableuse, loessoïde, vers la base avec de nombreuses concrétions calcaires et de rares cailloutis; 3, graviers menus et grossiers; 4, sable fin, micacé, non cohésif, gris rouille; 5, argile noire plastique à aspect de charbon; 6, marne gris verdâtre, très sableuse.

Fig. 3. — Coupe de la rive gauche de l'Olt à la hauteur de la commune d'Ipotesti.

1, sol; 2, poussière argileuse, sableuse, à aspect loessoïde, avec de petites concrétions calcaires; 3, sable fin à lentille de graviers menus; 4, sable fin blanchâtre, cohésif, à concrétions calcaires; 5, sable fin blanchâtre, cohésif; 6, lentille de marne grise peu sableuse; 7, sable à gravier de terrasse; à la base apparaissent des sources; 8, sable fin jaune; 9, argile noire, plastique, à charbons.

Fig. 4. — Coupe de la rive gauche de l'Olt, entre Malul Roșu et Viișoara.

1, sol; 2, poussière argileuse, sableuse, jaunâtre, à rares concrétions calcaires et peu d'éléments de gravier; 3, sable fin argileux, brun jaunâtre, à concrétions calcaires et éléments de gravier, à la base des sables à graviers; 4, marne bleuâtre; 5, argile.

Fig. 5. — Coupe de la rive gauche de l'Olt, à Drăgănești.

1, sol végétal; 2, sable fin, poussiéreux, cohésif, jaune; 3, argile sableuse loessoïde, brun grisâtre, à intercalations de cinérites; 4, sable fin argileux jaunâtre macroporeux, à moulages et racines de plantes; peu cohésif; 5, lehm argileux, rougeâtre brique, macroporeux, avec un niveau de concrétions calcaires et à petits yeux de sables fins; 6, dépôt argileux marneux, gris blanchâtre, à grandes concrétions calcaires disséminées dans la masse; 7, sable fin gris, non cohésif, à bandes rouilles, à grandes paillettes de mica, à structure entrecroisée, à la partie supérieure légèrement marneux, à concrétions calcaires; à la partie inférieure il passe à des sables à concrétions gréseuses; 8, sables à graviers menus à Unionides sculptés; 9, marnes; 10, sables à graviers menus; 11, marnes sableuses.

Fig. 6. — Coupe de la rive gauche de l'Olt, au sud d'Uda — Paciuarea.

1, sol; 2, poussière argileuse, sableuse, loessoïde, faiblement micacée, de couleur jaune; 3, sable fin, poussiéreux, faiblement micacé, non cohésif, jaune; 4, argile sableuse, rougeâtre; 5, horizon à concrétions calcaires non différenciées à la partie supérieure, différenciées à la base de la couche, en grandes concrétions, voire même en plaque calcaires; 6, sable fin, gris blanchâtre, micacé, à intercalations ferrugineuses et calcaires; 7, gravier jusqu'à 20—25 mm de Ø, à sable grossier et fin, dont surgissent des sources; 8, marnes gris noirâtre.

Fig. 7. — Représentation graphique de l'équilibre salin des eaux de l'Olténie du SE d'après la méthode de N. Tolstihin.



PLANCHES

Planche I

Coupe géologique schématique de la vallée du Jiu.

q_5 , Holocène sup.: sable + gravier, matériaux déluviaux. q_4^2 , Holocène inf. (partie sup.): sable + gravier + dépôts loessoïdes. q_4^1 , Holocène inf. (partie basale): sable + gravier + dépôts loessoïdes. q_3^3 , Pléistocène sup. (Würmien). q_2^2 , Pléistocène sup. (Riss-Würmien). q_2^1 , Pléistocène moyen: dépôts loessoides. q_1 , Pléistocène inf.: sables et graviers. p_4^3 , Levantin sup.: marnes. p_4^2 , Levantin moyen: sables. p_4^1 , Levantin inf.: marnes, p_3 , Dacien: sables. p_2 , Pontien: marnes. m_3^3 , Sarmatien sup.: calcaires. m_3^1 , Sarmatien inf.: argiles, sables. C_8 , Crétacé sup.: grès, calcaires.

Planche II

Coupe géologique schématique entre le Jiu et l'Olt, à la hauteur de la ville de Caracal.

q_5 , Holocène sup.: sable + gravier, Déluvium. q_4^2 , Holocène inf. (partie sup.): sable + gravier + dépôts loessoïdes. q_4^1 , Holocène inf. (partie basale): sable + gravier + dépôts loessoïdes. q_3^3 , Pléistocène sup. (Würmien). q_2^2 , Pléistocène sup. (Riss — Würmien). q_2^1 , Pléistocène moyen: dépôts loessoides. q_1^2 , Pléistocène moyen: dépôts loessoïdes. q_1 , Pléistocène inf.: sables et graviers. p_4^3 , Levantin sup.: marnes. p_4^2 , Levantin moyen: sables. p_4^1 , Levantin inf.: marnes. p_3 , Dacien: sables. p_2 , Pontien: marnes. p_1 , Méotien: marnes.

Planche III

Carte hydrogéologique générale de la région Caracal — Corabia.

Géomorphologie: 1, basse terrasse (t_4); 2, terrasse inf. (t_3); 3, terrasse sup. (t_2); 4, haute terrasse (t_1); 5, plaine. Légende géétique: 6, dépôts proluviaux; 7, dépôts déluviaux; 8, dépôts lacustres; 9, dépôts de tufs volcaniques, éoliens; 10, alluvions (sables à graviers); 11, marécages et tourbières; 12, cônes de déjection. Stratigraphie: 13, Q_5 , Holocène sup.; 14, Q_4 , Holocène inf.; 15, Q_3 , Pléistocène sup.; 16, Q_2 , Pléistocène moyen; 17, Q_1 , Pléistocène inf.; 18, N_2^1 , Levantin. Hydrogéologie: 19, hydroisohyps; 20—23, hydroisobathes; 24, limite de couche aquifère; 25, ligne de sources; 26, horizon aquifère phréatique dans les couches de Frătești (Q_1^2); 27, horizon aquifère phréatique dans les accumulations de la terrasse sup. t_2 (Q_3^3); 28, horizon aquifère phréatique dans les accumulations de la terrasse inf. t_3 (Q_4^1); 29, horizon aquifère phréatique dans les accumulations de la basse terrasse t_4 (Q_4^2); 30, horizon aquifère phréatique dans les anciennes accumulations de la plaine alluviale (Q_5^1).

Planche IV

Carte hydrogéologique de la région Reșca — Stoenești.

Districts ingénieruo-géologiques: 1, plaine alluviale; 2, première terrasse au-dessus de la plaine; 3, seconde terrasse au-dessus de la plaine; 4, troisième terrasse au-dessus de la plaine. Géomorphologie et phénomènes physico-géologiques: 5, terrasse sup.; 6, terrasse inf.; 7, basse terrasse; 8, zone de glissement; 9, érosions actives des rives. Lithologie: 10, sables à graviers; 11, poussière sableuse; 12, poussière argileuse; 13, argile poussiéreuse. Hydrogéologie: 14, hydroisohyps de la couche aquifère phréatique; 15,—18, hydroisobathes; 19, limite de couche aquifère. 20, n° du forage manuel; 21, n° du forage mécanique; 22, n° de la fosse de prospection.

Planche V

Colonnes lithologiques des districts ingénieruo-géologiques.

I. Plaine alluviale. Formations de surface Q_5^1 : 1, sol végétal; 2, sable fin, micacé, jaune, non cohésif; 3, poussière argileuse sableuse, brune, compacte; 4, argile poussiéreuse, brune, dure, à concrétions calcaires et concrétions ferrugineuses; 5, sable argileux, brun jaunâtre, à développements lenticulaires; 6, argile poussiéreuse,



grise, dure, à concrétions calcaires et concrétions ferrugineuses; 7, sable moyen et grossier, gris, non cohésif, à graviers menus et grossiers polygènes, $\varnothing < 160$ mm. Roche de base N₂¹ : 8, complexe argilo-sableux constitué par des argiles bleuâtres, grises, noirâtres et noires, à intercalations de sables bleuâtre grisâtre, à gravier menu, sables argileux et intercalations charbonneuses à développement lenticulaire. II. Première terrasse au-dessus de la plaine alluviale. Formations de surface Q₄² : 1, sol végétal; 2, poussière argileuse jaune rougeâtre, légèrement sableuses, à concrétions calcaires, dures; 3, sable argileux, jaune, micacé, à rares éléments de gravier menu, à concrétions ferrugineuses et calcaires; 4, sable moyen, faiblement micacé, gris, non cohésif, à gravier menu et grossier, $\varnothing 120$ mm. Roche de base, N₂¹ : 5, complexe argilo-sableux à développement lenticulaire, constitué par des argiles bleuâtres, gris noirâtre et noirs, à intercalations de sables bleuâtres, gris, à graviers menus, sable argileux et intercalations charbonneuses. III. Seconde terrasse au-dessus de la plaine alluviale. Formations de surface Q₄¹ : 1, sol végétal; 2, poussière argileuse jaunâtre, rouille, parfois blanchâtre, légèrement sableuse, à concrétions calcaires; 3, sable argileux jaune rougeâtre, qui passe à de l'argile sableuse à rares éléments de gravier, $\varnothing < 130$ mm; 4, sable moyen et grossier, gris, à gravier menu et grossier, non cohésif, $\varnothing < 100$ mm. Roche de base N₂¹ : 5, complexe argilo-sableux à développement lenticulaire, constitué par des argiles bleuâtre gris, noirâtres et noires, à intercalations de sables bleuâtres gris, gravier menu, sables argileux et intercalations charbonneuses. IV. Troisième terrasse au-dessus de la plaine alluviale. Formations de surface Q₃² : 1, sol végétal; 2, poussière argileuse faiblement sableuse, jaune rougeâtre, à concrétions calcaires; 3, argiles poussiéreuses, sableuses, à concrétions calcaires et taches ferrugineuses, passant à des sables, latéralement à des sables argileux micacés jaunes à taches ferrugineuses à la partie inférieure; 4, sable moyen et grossier gris jaunâtre, à gravier menu et grossier, $\varnothing < 150$ mm. Roche de base N₂¹ : 5, complexe argilo-sableux, à développement lenticulaire, constitué par des argiles bleuâtres, gris noirâtre et noires, à intercalations de sables bleuâtre gris à gravier menu, sable argileux et intercalations charbonneuses.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОЛТЕНИИ

Е. ЛИТЯНУ, А. ПРИКАЖАН, Т. БАНДАВУР, Г. ВАСИЛЕСКУ, С. МАРТИНЮК,
Л. ГАВРИЛЕСКУ, АЛ. ГЕОРГЕ, Д. КАЛДАРИН, И. ВИНТИЛЕСКУ
и Г. НИМИДЖАНУ

(Краткое изложение)

В этом очерке даны результаты исследований, произведенных нами в 1952 году.

Изучаемая область простирается к западу до линии проходящей через села Гура Падиней и Обыршия Веке, Редишаара, а к востоку до реки Олт. Северная граница проходит через села Чезиенъ и Чорой, а южной границей является пойма Дуная.

С морфологической точки зрения, данная местность подразделяется на следующие части: возвышенная равнина, террасы и поймы Дуная; террасы носят следующие названия: т. Слатина, т. Каракал-Вишина, т. Хотэрень — Корабия и т. Стойнешть-Ислаз. В южной части данной области наблюдается крупный останец, расположенный к западу от местности Ислаз.



С геологической точки зрения, мы доказываем что выходящие на дневную поверхность образования принадлежат леванту и четвертичному периоду.

Наши исследования подтвердили существование левантайских горизонтов, установленных проф. САББА ШТЕФАНЕСКУ, Р. ПОРУМБАРУ и И. П. ИОНЕСКУ-АРДЖЕТОЯ. Таким образом, левант представлен тремя литологическими горизонтами: основным мергелевым горизонтом, средним-песчанным и верхним мергелевым горизонтом.

Нижняя часть четвертичного периода представляет из себя песчаные отложения, содержащие гальку у основания, образующие пласт «Фрэшт», приуроченные к Сант-Престьянскому ярусу.

На пластах «Фрэшт» залегают мергелевые отложения с переслойками красной глины, приуроченные к среднему плеистоцену. Они подстилают отложения лессовидного типа, которые могут быть приурочены к верхнему плеистоцену. Террасовые отложения относятся к рисс-вюрму, (верхняя терраса) к вюрму (средняя терраса), к нижнему голоцену (нижняя терраса) и к верхнему голоцену (пойменные образования).

С гидрогеологической точки зрения, согласно морфологическим и геологическим данным, наблюдаются следующие гидрогеологические макрорайоны: макрорайон плиоценовых подземных вод и макрорайон грунтовых вод четвертичных отложений. Последний макрорайон подразделен на мезорайон грунтовых вод пластов «Фрэшт», мезорайоны грунтовых вод каждой террасы и на поймы этой области.

Химический анализ подземных и поверхностных вод показал что они слабо минерализованы, общая соленость менее 1 г/л, Главной гидрохимической характерной чертой является высокое содержание бикарбонатов щелочно-земельных металлов.

Поверхностные воды этой области были исследованы с точки зрения возможности их использования для орошения и было доказано на основании гидрохимических анализов, что для этой цели лучше всего использовать воды реки Олт.

В связи с орошением данной местности, мы пришли к заключению что в некоторых местах нужно принять меры по дренажированию грунтовых вод, которые могли бы оказать вредное действие. Эти зоны находятся в пойме р. Олта (у места впадения притока Теслуй), а также на террасе «Стойнешть», где грунтовые воды с более сильной минерализацией находятся на небольшой глубине.



ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К РИСУНКАМ И К ЧЕРТЕЖАМ РИСУНКИ

Рис. 1. — Разрез левого берега реки Олт, около города Слатина.

1, почва; 2, лессовидная песчаноглинистая пыль с шоколадным оттенком; 3, лессовидная песчаноглинистая пыль с бледовым оттенком; 4, плотная песчаная глина с красновато-бурым оттенком, слюдистая, содержащая гравий и линзы песку, с известковыми конкрециями у основания; 5, гравий и песок; 6, тонкозернистый, слюдистый, мергелистый, серый песок без связи между зернами; 7, плотные голубовато-серые глины; 8, плотный серовато-белый песчаный мергель; 9, плотная серовато-голубая песчаная глина; 10, голубовато-серый плотный тонкозернистый глинистый песок с обилием ископаемых; 11, серовато-белый тонкозернистый зернистый песок, содержащий гравий размером менее 10 мм, с ископаемыми: *Viviparae* и *Unionidae*; 12, плотная серая глина с конкрециями и железистыми пятнами; 13, серовато-желтые мергелистые пески с железистыми пятнами; 14, голубовато-серая пластичная глина с железистыми пятнами; 15, беловато-желтый слюдистый тонкозернистый песок с известковыми конкрециями, разбросанными по всей массе; 16, слюдистый, черновато-серый плотный мергель с железистыми пятнами; 17, ржаво-желтый слюдистый тонкозернистый песок с сильной связью между зернами, содержащий полосы железистого песку, запрессованные в виде пластинок.

Рис. 2. — Разрез Проороч-Малул Рошу.

1, почва; 2, лессовидная песчано-глинистая пыль с обильными известковыми конкрециями и редкими обломками у основания; 3, мелкий и крупный гравий; 4, ржаво-серый слюдистый тонкозернистый песок без связи между зернами; 5, углевидная, пластичная черная глина; 6, зеленовато-серый мергель, содержащий много песку.

Рис. 3. — Разрез на левом берегу реки Олт села Ипотешть.

1, почва; 2, лессовидная, песчаная, глинистая пыль с мелкими известковыми конкрециями; 3, тонкозернистый песок с линзами мелкого гравия; 4, беловатый тонкозернистый песок со связью между зернами, содержащий известковые конкреции; 5, беловатый тонкозернистый песок, со связью между зернами; 6, линзы серого слегка песчаного мергеля; 7, пески и террасовые россыпи; у основания появляются источники; 8, тонкозернистый желтый песок; 9, черная пластичная глина с углем.

Рис. 4. — Разрез левого побережья Олта, между Малул Рошу и Виишоара.

1, почва; 2, желтоватая, песчаная, глинистая пыль с редкими известковыми конкрециями и с гравием в небольшом количестве; 3, желтовато-бурый глинистый, тонкозернистый песок с известковыми конкрециями и с небольшим количеством гравия, у основания песок с гравием; 4, голубоватый мергель; 5, глина.

Рис. 5. — Разрез по левому побережью реки Олт, у села Драганешть.

1, черноземная почва; 2, желтый пылевый тонкозернистый песок, с сильной связью между зернами; 3, серовато-бурая, лессовидная, песчаная глина с переслоями вулканического туфа; 4, макропористый, желтоватый глинистый тонкозернистый песок со следами и с корнями растений; с малой связью между зернами; 5, макропористый, кирпично-красноватый глинистый лем с горизонтом известковых конкреций с глазками тонкозернистых песков; 6, беловато-серые мергелистые глинистые отложения с крупными известковыми конкрециями, рассеянными в массе; 7, серый тонкозернистый песок, без связи между зернами, с рыхловатыми полосами, с частицами слюды, с перекрещивающейся слоистостью, слегка мергелистый в верхней части, с известковыми конкрециями; переходящий в нижней части в пески с песчанистыми конкрециями; 8, пески с мелким гравием, содержащие скользкие *Unionidae*; 9, мергель; 10, пески с мелким гравием; 11, песчаный мергель.

Рис. 6. — Разрез левого побережья реки Олт, к югу от Уда-Пачуря.

1, почва; 2, слегка слюдистая, лессовидная песчаная, глинистая пыль, желтого цвета; 3, слегка слюдистый, пыльистый мелкозернистый песок без связи между зернами, желтого цвета; 4, красноватая, песчаная глина; 5, горизонт с известковыми конкрециями, недифференцированный в верхней части у основания слоем дифференцированный, с крупными конкрециями, и даже

с известковыми пластинками; 6, тонкозернистый песок, беловато-серый- слюдистый с железистыми и известковыми переслоями; 7, гравий с диаметром от 20—25 мм с грубозернистым и тонкозернистым песком, из которого берут начало источники; 8, черновато-серый мергель.

Рис. 7. — Графическое изображение соляного равновесия вод юго-западной Олтении, по методу Н. Толстыхина.

ЧЕРТЕЖИ

Чертеж I

Схематичный геологический разрез долины реки Джуи.

q_5 , верхний голоцен: песок + гравий, делювиальный материал. q_4^2 , нижний голоцен ,верхняя часть): песок + гравий + лессовидные отложения q_4^1 , нижний голоцен ,основная часть): пески—гравий—лессовидные отложения. q_3^3 , верхний плеистоцен ,(вюрм. q_3^2 , верхний плеистоцен ,рисс-вюрм). q_2^2 , средний плеистоцен: лессовидные отложения. q_1 , нижний плеистоцен: пески и гравий. p_4^2 , верхний левант: мергель. p_4^2 , средний левант: пески. p_4^1 , нижний левант: мергель. p_3 , дакей: пески. p_2 , понт: мергель. m_3^3 , верхний сармат: известняки. m_3^1 , нижний сармат: глины, пески. q_5 , верхний мел: песчаник, известняк.

Чертеж II

Схематичный геологический разрез между реками Джуи и Олт, на уровне города Каракала.

q_5 , верхний голоцен: пески—гравий, делювий. q_4^2 , нижний голоцен ,верхняя часть): пески гравий + лессовидные отложения. q_4^1 , нижний голоцен ,основная часть): песок + гравий + лессовидные отложения. q_3^3 , верхний плеистоцен ,вюрм. q_3^2 , верхний плеистоцен, рисс-вюрм. q_2^2 , средний плеистоцен: лессовидные отложения. q_1 , нижний плеистоцен: пески и гравий. p_2^3 , верхний левант: мергель. p_2^2 средний левант: пески. p_4^1 , нижний левант: мергель. p_3 дакей: пески. p_2 понт: мергель. p_1 меот: мергель.

Чертеж III

Сводная гидрогеологическая карта области Каракал-Корабия.

Геоморфология: 1, низкая терраса (t_4); 2, нижняя терраса (t_3); 3, верхняя терраса (t_2); 4, высокая терраса (t_1); 5, равнина. **Генетическая легенда:** 6, пролювиальные отложения; 7, делювиальные отложения; 8, озерные отложения; 9, отложения вулканического туфа, золовые отложения; 10, аллювиальные отложения ,пески с гравием); 11, болота и торфяные болота; 12, конусы выноса. **Стратиграфия:** : 13, Q_5 , верхний голоцен; 14, Q_4 , нижний голоцен; 15, Q_3 , верхний плеистоцен; 16, Q_2 , средний плеистоцен; 17, Q_1 , нижний плеистоцен; 18, N_2^1 , левант. **Гидрогеология:** 19, гидроногипсы; 20—23, гидроизобаты; 24, предел водоносного слоя; 25, линии источников; 26, грунтовой водоносный горизонт в слоях Фрэтешть (Q_4^2); 27, грунтовый водоносный горизонт в отложениях верхней террасы t_2 (Q_3^2); 28, грунтовой водоносный горизонт в отложениях нижней террасы t_3 (Q_4^1); 29, грунтовой водоносный горизонт в отложениях низкой террасы t_4 (Q_5^2); 30, грунтовой водоносный горизонт в древних отложениях аллювиальной равнины (Q_5^1).



Чертеж IV

Гидрографическая карта области Решка-Строенешть.

Инженерно-геологические области: 1, аллювиальная равнина; 2, первая терраса над равниной; 3, вторая терраса над равниной; 4, третья терраса над равниной. **Геоморфология и физико-геологические явления:** 5, верхняя терраса; 6, нижняя терраса; 7, низкая терраса; 8, еирльзивые явления; 9, усиленная эрозия берегов. **Литология:** 10, пески с гравием; 11, песчаная пыль; 12, глинистая пыль; 13, глинистая пыль; 14, пылевая глина. **Гидрография:** 14, гидроизогипсы грунтового водоносного слоя; 15—18, гидроизобаты; 19, пределы водоносного слоя; 20, № ручного бурения; 21, № механического бурения; 22, № канавы поисковых работ.

Чертеж V

Литологическая колонка инженерно-геологических областей.

I. Аллювиальная равнина. Образования на поверхности: Q_5^1 : 1, гумусовая почва; 2, тонко-зернистый, слюдистый, желтый песок, без связи между зернами; 3, плотная, бурая, песчаная, глинистая пыль; 4, жесткая, бурая, пылевая глина с известковыми и с железистыми конкрециями; 5, желтовато-бурый, глинистый песок с линзовидными элементами; 6, жесткая серая, пылистая глина с известковыми и с железистыми конкрециями; 7, среднезернистый и грубозернистый серый песок, без связи между зернами с мелким и грубым полигенным гравием, Ø меньше 160мм. Основная порода N_2^1 : 8, является песчано-глинистым комплексом, состоящим из черных, черноватых, серых и голубоватых глин с переслоями серовато-голубоватых песков, с мелким гравием, глинистые пески с переслоями линзовидных углистых пород. II. Первая терраса над аллювиальной равниной. Образование на поверхности Q_4^2 : 1, гумусовая почва; 2, красновато желтая глинистая пыль, слегка песчаная, жесткая с известковыми конкрециями; 3, слюдистый, желтый глинистый песок, с редкими элементами мелкого гравия, с известковыми и железистыми конкрециями; 4, серый, слегка слюдистый среднезернистый песок, без связи между зернами, с мелким и грубым гравием, с диаметром 120 мм. Основная порода N_2^1 : 5, линзообразный песчано-глинистый комплекс, состоящий из голубовато-серых, черных и черноватых глин с переслоями голубовато-серых песков, с мелким гравием, глинистыми песками и переслоями углистых пород. III. Вторая терраса над аллювиальной равниной. Образование на поверхности Q_4^1 : 1, гумусовая почва; 2, слегка песчаная, иногда беловатая, или ржаво-желтая глинистая пыль с известковыми конкрециями; 3, рыжевато-желтый глинистый песок переходящий в песчаную глину с редкими элементами гравия диаметром меньше 130 мм; 4, серый грубозернистый и среднезернистый песок с мелкозернистым и грубозернистым гравием, без связи между зернами, с Ø менее 100 мм. Основная порода N_2^1 : 5, линзообразный песчано-глинистый комплекс, состоящий из голубовато-серых, черных и черноватых глин, с переслоями голубовато-серых песков с мелким гравием, глинистыми песками и переслоями углистых пород. IV. Третья терраса над аллювиальной равниной. Образование на поверхности Q_3^3 : 1, гумусовая почва; 2, красновато-желтая, слегка песчаная глинистая пыль с известковыми конкрециями; 3, песчаная, пылевая глина с известковыми конкрециями и железистыми пятнами, переходящая в пески, с боковых сторон в желтые, слюдистые глинистые пески с железистыми пятнами в нижней части; 4, среднезернистый и грубозернистый желтовато-серый песок, с мелкозернистым и грубозернистым гравием Ø меньше 150 мм. Основная порода N_2^1 : 5, линзообразный песчано-глинистый комплекс, состоящий из голубоватых, черновато-серых и черных глин, с переслоями голубовато-серых песков с мелким гравием, глинистый песок и переслои углистых пород.



IMPORTANTĂ ANTICLINALELOR DE VALE LA FUNDAREA CONSTRUCȚIILOR

DE

QUÍDO ZARUBA

Boltirea stratelor, care se produce din cauza deformării plastice a rocelor argiloase la baza versantului sau sub talpa văii, este un fenomen foarte răspândit în unele regiuni și are urmări foarte serioase la executarea tuturor lucrărilor și construcțiilor, în special a acelora care se întind transversal față de valea amenințată prin subîmpingerea stratelor de argilă.

Urmări mai grave, provocate de deformările cauzate în urma subîmpingerii rocelor argiloase, se ivesc la construirea de baraje, la avansarea galeriilor și la conductele sub talpa unei astfel de văi.

Stadiul inițial al boltirii se manifestă ca o încovoiere ușoară anticlinală a stratelor, care se întinde paralel cu direcția văii. După aceea, argilele pot fi împinse spre suprafață în cute ascendente. În unele cazuri argilele sunt ridicate sub formă de trepte și anume de-a lungul dislocărilor paralele cu piciorul versantului, astfel că boltirea ia forma unui mic horst. Aceste deranjări ale stratelor sunt asemănătoare fenomenelor tectonice normale, dar ele se pierd la o mică adâncime sub suprafață, astfel că fac parte din formele structurale de suprafață.

Aceste fenomene au fost descrise detaliat în Anglia, din imprejurimile localităților Northampton și Oxford (HOLLINGWORTH, TAYLOR, KELLAVAY 1944, ARKELL 1947). Autorii englezi folosesc expresia « Bulging » pentru acest gen de deformări, pe care le explică prin subîmpingerea unor argile moi liasice care sunt ținute sub presiune de către versanții învecinați, după descărcarea tălpiei văii prin eroziune. Ei accentuează influența unor condiții climaterice în regiunile periglaciale în Pleistocen (HOLLINGWORTH, BANNISTER 1950).

Fenomene similare au fost descrise de geologii români în regiunea Albeni și Gorj (VOIȚEȘTI 1934, 1938) și în regiunea bazinului râurilor Olt și Tîrnava Mare (M. ILIE 1943, 1955). În aceste cazuri depozitele argiloase terțiare au fost împinse în sus pe talpa văilor de eroziune în cute anticlinale slabe, paralele cu



direcția văii. Aceste deformări au fost introduse în literatura română sub denumirea de «anticlinale de vale». Autorii români presupun că anticlinalele de vale au fost provocate de o presiune litostatică; ei deduc presumțiile lor din cercetarea masivelor de sare. Argila sării se comportă ca o masă extrem de plastică, la care într-adevăr se ajunge la o deformare plastică.

Am avut ocazia să observ aceste deformări în Anglia, în C.S.R., în regiunea Cretacicului din Boemia, în regiunea Carpaților nordici, precum și în cei din România (Q. ZARUBA 1956, 1958).

Sîntem de părere că apariția acestor deformări ale văilor, denumite bulging sau anticlinale de vale, este un fenomen deosebit de complicat. În afară de subîmpingerea plastică a argilelor, datorită unor presiuni litostatice, pot avea loc și modificări de volum și umflări, fenomene care apar la unele roce argiloase după descărcarea lor. F. P. SAVARENISKI (1940) atrage atenția că rocele argiloase din talpa văilor de râuri, cînd sînt descărcate prin eroziune de presiunea stratelor acoperitoare, cresc în volum și prezintă o oarecare ridicare.

Rocele argiloase sunt comprimate prin presiunea stratelor acoperitoare, astfel că de obicei gradul consolidării lor corespunde presiunii stratelor care le-au acoperit inițial. Prin adîncirea văii starea aceasta se poate schimba și fenomenele de boltire depind în acest caz de caracterul argilelor și de viteza eroziunii.

În cazul cînd eroziunea se produce lent, unele roce argiloase, eliberate de presiunea stratelor acoperitoare, se adaptează destul de ușor condițiilor noi de presiune. Mai ales rocele pelitice, sensibile la îngheț, cu intercalări de nisipuri permeabile, își măresc repede volumul lor dacă sunt saturate cu apă și îngheată.

Dacă eroziunea este intensă, adică rîul își adîncește repede albia, se poate ivi un alt caz. Rocele argiloase, eliberate de presiunea stratelor acoperitoare, nu se mai pot adapta condițiilor de presiune schimbate și rămîn în stadiul unei suprapresiuni (ele sunt preconsolidate). În săpaturi artificiale, la contactul cu aerul și cu apa, ele prezintă o tendință spre umflare. Aceasta poate avea o influență foarte nefavorabilă pentru toate construcțiile tehnice.

Din cele arătate reiese că deformările descrise ale stratelor moi, pelitice, pe talpa văii, se pot produce în două feluri: fie prin subîmpingerea rocelor argiloase din regiunea încărcată spre regiunea descărcată (deformare plastică), fie prin mărirea volumului argilelor după descărcarea și înghețarea lor. După părerea noastră, ambele cazuri se ivesc în natură. Va fi necesar să se determine, pe baza observațiilor și măsurătorilor atente, cînd este vorba de un fenomen de deformare plastică și cînd este vorba de o deformare prin schimbarea volumului rocelor. Caracterul deformărilor se va modifica în raport cu felul și proprietățile rocelor, tipul reliefului și condițiile geologice. Cînd este vorba de roce plastice tipice (argile moi, argile salifere, etc.) sau în cazul unor șisturi argiloase, puternic tectonizate, cu numeroase suprafețe de alunecare, va predomina o deformare



plastică sau cvasi-plastică (o curgere). În cazul rocelor argiloase preconsolidate se va produce mai des o umflare și modificare a volumului în funcție de o absorbție interioară.

În probleme de geologie inginerească este foarte important să se stabilească dacă este vorba de fenomene fosile, care s-au produs în alte condiții climaterice decât cele actuale, sau dacă este vorba de fenomene recente. În cazul unor deformări recente, au importanță hotărîtoare tensiunile permanente, produse prin descarcarea diferențială a rocelor moi într-o regiune delimitată. Aceste tensiuni permanente, chiar dacă nu depășesc rezistența la forfecare a stratelor plastice, pot produce o deformare plastică dacă acționează un timp destul de îndelungat. La producerea deformărilor plastice fosile în regiuni periglaciale au acționat ca factori importanți condițiile climaterice anormale ale Pleistocenului. Desghe-

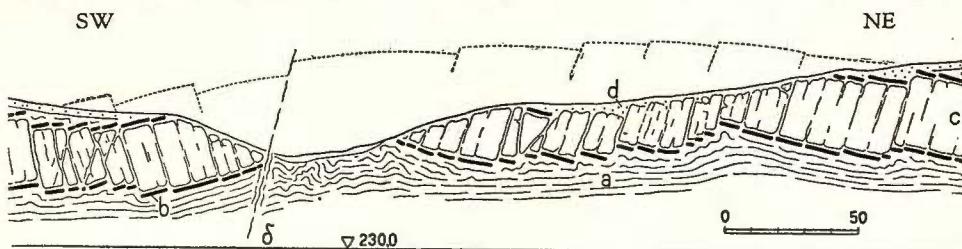


Fig. 1. — Profilul barajului de la Zermanice, în Beskizi, ca exemplu al unei boltiri a tălpii văii.

a, marne șistoase moi (Cretacic inferior); b, șisturi metamorfice de contact; c, teschenit; d, deluvii și argilă loessoidă.

țarea parțială sau totală a terenurilor de îngheț peren a oferit condiții favorabile pentru producerea unor astfel de deformări de suprafață.

În primul caz, cind este vorba de fenomene fosile, regiunea este în prezent liniștită și se pune problema ca prin lucrările noi să nu se creieze condiții care ar putea provoca noi mișcări ale pământului. Al doilea caz este cu mult mai serios și înseamnă o continuă primejdie pentru construcții. W. N. BENSON (1946) arată cazul unei deformări plastice recente a unor argile eocene din Noua Zeelandă, care are ca urmare o continuă deplasare a conductelor de apă.

În majoritatea cazurilor pe care am avut ocazia să le studiez, boltirea stratelor sub văile de eroziune aparține fenomenelor fosile care s-au produs în condițiile periglaciale din Pleistocen.

Ca exemplu, prezentăm profilul zonei de construcție din Beskizi la Ostrava (fig. 1), care a fost măsurat în escavația pentru fundație și întocmit pe baza rezultatelor forajelor. Valea a fost adâncită în șisturile marnoase ale Cretacicului inferior, care sînt străbătute de un corp intrusiv de teschenit. Șisturile marnoase, ca și teschenitul, au fost deranjate tectonic în timpul orogenezei carpatice.

Înclinările crăpăturilor pe malul stîng și drept arată că atît șisturile, cît și teschenitul, au format inițial un anticlinal ușor boltit deasupra văii de astăzi. După erodarea văii, blocurile masive de teschenit s-au afundat lent în șisturile moi și s-au deplasat spre talpa văii. Fără îndoială, înghețul periglaciar și desghețul șisturilor au contribuit foarte mult la dezvoltarea acestor fenomene.

Subîmpingerea șisturilor marnoase moi de sub blocurile de teschenit arată caracterul unei deformări plastice. Mai corect ar fi să denumim această deformare o transformare cvasi-plastică. În cazul nostru deformarea s-a dezvoltat din multe deplasări mici diferențiale pe suprafețe care mărginesc fragmente solide de șisturi. Aceste fragmente, în zone frămîntate, au forma unor lentile mici, care sunt despărțite prin suprafețe netezite cu un strat fin de argilă moale. Această mișcare se manifestă de aceea plastic, pentru că diferențele dislocării diferențiale nu se unesc într-o singură suprafață de alunecare, din care cauză nu se produce o alunecare bruscă a unei mase delimitate spațial în mod clar. Labilitatea versantului se manifestă abia după trecerea unui timp mai îndelungat, după care deformările mici continue arată valori care se pot măsura. Deformările datează din Pleistocen, deoarece treptele dintre blocuri sunt colmatate cu deluvii și argile loessoide.

Experiența care a fost dobîndită la această construcție arată că acolo unde pe talpa văii amenință o subîmpingere a rocelor plastice, trebuie aplicată o metodă specială, mai ales la săparea fundațiilor. Nu se admite săparea gropii de fundație pe talpa văii în dimensiuni mari. În felul acesta s-ar ajunge la o descărcare a văii și la o accelerare a mișcărilor plastice, care ar putea produce o alunecare importantă a versanților. Escavația pentru blocuri, respectiv pentru părți din blocuri, se va face treptat și în aşa fel, încât să fie dezvelită și descărcată numai o suprafață mică a terenului de fundație. După terminarea escavației pentru groapa de fundație a fiecărui bloc în parte, este necesar să se betoneze blocul pînă la o înălțime corespunzătoare, pentru a încărca suficient talpa văii. Numai după o betonare parțială a blocului se poate trece la săparea fundației blocului următor.

La injectarea rostului de fundare și a voalului de etansare este necesar să se procedeze cu multă atenție și să se țină seama de posibilitatea afinării rocelor. La folosirea unor presiuni mai mari s-a ajuns la o ridicare neregulată a blocurilor de beton în lucru. Laptele de ciment a pătruns în direcții diferite de-a lungul fisurilor și a suprafețelor diferențiale de alunecare în șisturile deranjate la o mare distanță de forajul de injectare. Prin aceasta s-a ajuns la ridicări neregulate și la o nouă afinare a șisturilor deranjate.

Din acest motiv este necesar să se urmărească ridicările suprafeței terenului în timpul lucrărilor de injecție prin nivelmente exacte sau prin alte metode adecvate (« Schlauchwaage », MARTIN 1953). Dacă într-adevăr se constată apariția



ridicărilor terenului, trebuie ca presiunile de injecție să fie reduse în mod corespunzător.

Deoarece deformarea terenului de fundație afinat nu poate fi bine exprimată în cifre, sunt mai avantajoase digurile de pămînt sau baraje din anrocamente care suportă mai bine o tasare neregulată a fundamentului. Digurile late de pămînt încarcă talpa văii destul de uniform și contribuie la o echilibrare a diferențelor presiuni pe talpa văii și pe versanți. Este necesar a se ține cont de o tasare importantă a digului, pricinuită de comprimarea stratelor afinante din fundație.

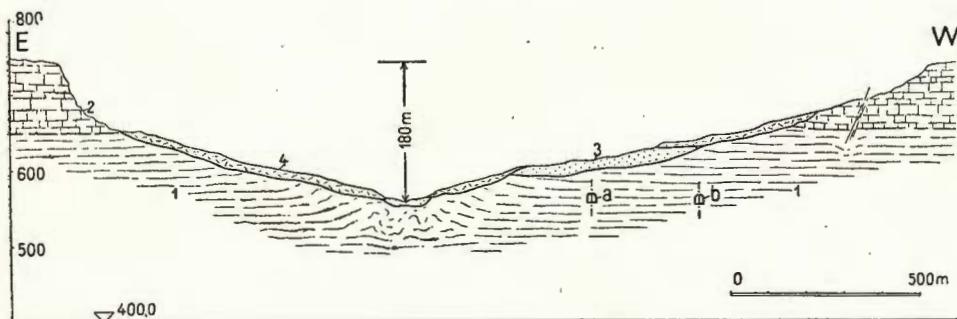


Fig. 2. — Profilul văii Argeșului în Carpații meridionali.

1, argile oligocene; 2, gresie; 3, nisiuri de terasă și pietriș; 4, deluvii și alunecări de teren: a, axa nefavorabilă a tunelului în zona deranjată; b, axa tunelului recomandată în roce nederanjate.

Probleme și mai serioase se ivesc la proiectarea tunelurilor de derivărie, care merg sub versantul văii, paralel cu stratele deranjate prin boltire. În Carpații meridionali a fost proiectată o galerie de fugă sub baza unui versant format din argile moi oligocene peste care mai sus pe versant stau gresii compacte (fig. 2). Pachetul de strate înclină cu $10-14^{\circ}$ în direcția cursului râului. Valea este săpată în argile oligocene, care sunt subîmpinsă sub forma unui anticinal de vale tipic. În galeriile de cercetare au fost stabilite înclinații de $16-20^{\circ}$ în direcția celor doi versanți. Se punea problema dacă aceste deformări puteau fi considerate ca un fenomen fosil sau dacă aceste deformări evoluează și în condițiile actuale de climă și de relief. Avansarea unui tunel în roce care au fost afinăte prin deformări plastice recente ar fi foarte grea. Aci s-a recomandat a se muta traseul tunelului mai în versant, în afara zonei deranjate. Chiar și amplasarea gurii galeriei a trebuit să fie astfel soluționată, ca să nu fie amenințată de boltirea rocelor.

În cazul menționat, boltirea s-a produs în timpul cînd versanții văii erau mai abrupti comparativ cu situația actuală și cînd stratele de sub vale, comparativ cu stadiul actual, au fost mai puternic solicitate. Forma actuală a văii

a fost mult modificată, datorită alunecărilor de teren, din care cauză s-a micșorat și panta versanților.

Cu această problemă s-a ocupat geologul francez J. GOGUEL (1898), care s-a străduit să rezolve pe cale matematică la ce înclinare a versantului s-a putut dezvolta o subîmpingere a argilelor din talpă. Din dezbatările sale reiese că deformări plastice se pot produce numai acolo unde există versanți relativ abrupti, în care diferențele dintre presiunile portiunii încărcate și cele desărcăcate sunt foarte mari, și în cazul unor roce argiloase foarte moi.

Cunoștințele noastre de pînă acum despre deformările plastice, produse de o încărcare de diferite grade pe talpa văii și pe versanții învecinați, sunt atât de incomplete, încît toate considerațiile teoretice și analizele noastre nu pot avea decît caracterul unor ipoteze de lucru. Deocamdată este recomandabil să se limite la o descriere amănunțită a fenomenelor stabilite în natură, acolo unde stau la dispoziție deschideri ocazionale. Aceste cazuri pot fi considerate ca încercări la scară mare, la care natura însăși poate fi considerată ca laborator experimental, dictîndu-și singură condițiile de încercare. Astfel de deschideri ocazionale sunt foarte prețioase și trebuie descrise și înregistrate cât se poate de amănunțit. Este vorba de fenomene care de obicei sunt numai temporar accesibile.

BIBLIOGRAFIE

- ARKELL W. J. *The Geology of Oxford*. 1947.
- BENSON W. N. Landslides and their relation to engineering in the Dunedin district, New Zealand, *Economic Geology*, Vol. XLI, 1946.
- DRAGOȘ V. *Deplasări de teren*. București, 1957.
- GHİKA-BUDEȘTI Șt. La transgression sur le bord des Carpates méridionales entre l'Olt et le Vîlsan. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXIII, pp. 4—10, București, 1940.
- GOGUEL J. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte Géol.* 1942, 2 éd. 1948.
- HOLLINGWORTH S. E., TAYLOR J. H., KELLAWAY G. A. Large-scale Superficial Structures in the Northampton Ironstone Field. *Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London*, pp. 1—44, 1944.
- HOLLINGWORTH S. E., BANNISTER F. A., Basaluminite and hydrobasaluminite, two new minerals from Northamptonshire. *The Mineralogical Magazine*. London, 1950.
- ILIE M. Cercetări geologice în Basinul Transilvaniei. *An. Com. Geol.* Vol. XXVIII, pp. 354—358. București, 1955.
- MARTIN H. Ueber Möglichkeiten die Schlauchwaage als Präzisionsnivellierinstrument zu verwenden. *Freiberger Forschungshefte*, April 1953, Freiberg.
- SAVARENSKI F. P. Uspechi inzenernoj geologiji v SSSR., XVII, *Nezdun geol. kongress v Moskve* 1937, T. V. 1940.



- TERZAGHI K. Mechanism of landslides. *Geol. Soc. of Am., Berkey Volume*, 1950.
- VOIȚEȘTI I. P. Noțiuni de geologie zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Min. Cluj*. București, 1934.
- VOIȚEȘTI I. P. L'influence de l'érosion sur la forme et la structure des massifs de sel. *C. R. Acad. Sci. Roum.* pp. 412—415, București 1938.
- VOIȚEȘTI I. P. L'influence des affaissements synclinaux sur le mode de présentation d'une structure géologique. *C. R. Acad. Sci. Roum.*, T. VII. București, 1943—45.
- ZARUBA Q. Deformace hornin vzniklé vytlačovaním podloží. *Rozpravy CSAV*. Praha 1956.
- ZARUBA Q., RYBÁR J. Zkušenosti s injectováním tesnici clony v porušených břidlicích. *Inzenýrské stavby*, č. 4, Praha 1957.
- ZARUBA Q. Pleistocenní deformace vrstev v údolí řeky Argeș v Rumunsku. *Věstník Ústřed. ústavu geolog.* Praha; 1958.

DIE AUFWÖLBUNG DER SCHICHTEN UNTERHALB DER EROSIONSTALSOHLEN UND IHRE BEDEUTUNG BEI DER GRÜNDUNG VON INGENIEURBAUTEN

VON

QUIDO ZARUBA

Die Aufwölbung von Schichten, welche durch die plastische Umformung von Tongesteinen am Fuss des Abhangs und unterhalb der Talsohle verursacht wird, zählt in einigen Gebieten zu einer sehr verbreiteten Erscheinung und hat sehr ernste Folgen bei der Durchführung sämtlicher Arbeiten und Bauten, insbesondere bei denjenigen, welche quer zu dem Tal verlaufen, das durch das Herausdrücken von Ton-Schichten bedroht wird.

Insbesondere haben Deformationen von herausgedrücktem Tongestein ernstere Folgen beim Bau von Talsperren, beim Vortrieb von Stollen und bei Rohrleitungen unterhalb einer solchen Talsohle.

Das Anfangsstadium des Aufwölbens äussert sich als eine mässige antiklinale Biegung der Schichten, die mit der Talrichtung parallel verläuft. Nachher können die Tone in steile Oberflächenfalten hinaufgedrückt werden. In einigen Fällen werden die Tone stufenförmig gehoben und zwar längs der Dislokationen, welche parallel mit dem Fuss des Abhangs verlaufen, so dass die Aufwölbung den Charakter eines kleinen Horstes aufweist. Diese Störungen der Schichten erinnern an normale tektonische Erscheinungen, sie verlieren sich aber in geringer Tiefe unterhalb der Oberfläche, so dass sie zu den Strukturformen der Oberfläche gehören.

Diese Erscheinungen wurden eingehend in England aus der Umgebung von Northampton und aus Oxford beschrieben (HOLLINGWORTH, TAYLOR, KELLAWAY 1944, ARKELL 1947). Englische Autoren benützen für diese



Deformationen den Namen « Bulging » und erklären sie durch das Herausdrücken weicher Liaslimestone, welche nach der Entlastung der Talsohle durch Erosion von benachbarten Hängen unter Druck gehalten werden. Sie betonen den Einfluss von klimatischen Bedingungen im periglazialen Gebiet in der Pleistozänzeit (HOLLINGWORTH, BANNISTER 1950) auf diese Erscheinungen.

Ähnliche Erscheinungen wurden von rumänischen Geologen schon früher aus dem Gebiet Albeni und Gorj (VOIȚEȘTI 1934, 1938) und aus dem Stromgebiet der Flüsse Olt und Tîrnava Mare (M. ILIE 1943, 1955) beschrieben. In diesen Fällen wurden die tertiären Tonablagerungen auf der Sohle der Erosionstälern in mässige antiklinale Biegungen emporgedrückt, welche parallel mit der Talrichtung verlaufen. Diese Deformationen sind in der rumänischen Literatur unter der Benennung Talantikinalen angeführt. Rumänische Autoren setzen voraus, dass die Talantikinalen durch lithostatischen Druck verursacht wurden; sie leiten ihre Ansicht von den Erfahrungen mit Salzlagern ab. Salztonen benehmen sich nämlich wie extrem plastische Massen, bei denen es tatsächlich zu einer plastischen Umgestaltung kommt.

Ich hatte Gelegenheit diese Deformationen in England, in der C.S.R. im Gebiete der böhmischen Kreideformation und im Gebiete der Karpaten bei uns wie auch in Rumänien (Q. ZARUBA 1956, 1958) zu beobachten.

Ich bin der Meinung, dass die Entstehung der Taldeformationen, die als Bulging oder Tal-Antikinalen bezeichnet wurden, eine sehr komplizierte Erscheinung ist. Ausser dem plastischen Herausdrücken der Tone durch lithostatischen Druck können auch Volumenänderungen und Aufquellungen vorkommen. Diese Erscheinungen treten bei einigen Tonen nach ihrer Entlastung auf. Schon F. P. SAVARENSKI (1940) machte darauf aufmerksam, dass Tongesteine auf der Sohle von Flusstälern, wenn sie durch Erosion vom Druck der Deckschichten entlastet werden, an Volumen zunehmen und eine gewisse Hebung aufweisen.

Tongesteine werden vom Gewicht der Deckschichten zusammengedrückt, so dass für gewöhnlich der Grad ihrer Konsolidation dem Druck der ursprünglichen Deckschichten entspricht. Wenn eine Vertiefung des Flusstales erfolgt, kann dieser Zustand geändert werden und die Erscheinungen des Aufquellens hängen dann vom Charakter der Tone und der Schnelligkeit der Erosion ab.

Wenn die Erosion langsam fortschreitet, passen sich einige Tongesteine, die vom Druck der Deckschichten befreit wurden, verhältnismässig leicht den veränderten Druckverhältnissen an. Insbesondere frostempfindliche pelitische Gesteine mit Einlagen durchlässiger Sande vergrössern rasch ihr Volumen, wenn sie mit Wasser gesättigt werden und gefrieren.

Falls aber die Erosion intensiv ist, wenn nämlich der Fluss sein Bett rasch vertieft, kann auch der Fall eintreten, dass Tongesteine, vom Druck der



Deckgesteine befreit, nicht mehr im Stande sind sich den veränderten Druckverhältnissen anzupassen und im Zustande eines Ueberdruckes bleiben (sie sind also präkonsolidiert). Bei künstlichen Ausgrabungen zeigen sie im Kontakt mit Luft und Wasser eine Neigung zum Aufquellen. Dies kann sich bei allen Ingenieurbauten sehr ungünstig bemerkbar machen.

Aus dem Angeführten ist ersichtlich, dass die beschriebenen Deformationen der weichen pelitischen Schichten auf der Talsohle auf zweierlei Arten entstehen können: entweder durch Herausdrücken der Tongesteine aus dem belasteten in das entlastete Gebiet (plastische Deformation) oder durch Vergrösserung des Volumens der Tone nach ihrer Entlastung und ihrem Durchfrieren. Meiner Meinung nach kommen beide Fälle in der Natur vor. Es wird notwendig sein, auf Grund sorgfältiger Beobachtungen und Messungen zu ermitteln, wann es sich um eine Erscheinung der plastischen Deformation handelt und wann um eine Deformation, die von Aenderungen des Volumens der Gesteine verursacht wird. Der Charakter der Deformationen wird sich nach der Art und nach den Eigenschaften der Gesteine, nach der Gliederung des Reliefs und nach den geologischen Bedingungen ändern. Bei ausgesprochen plastischen Gesteinen (weichen Tonen, Salztonen, u. ä.) oder bei stark tektonisch gestörten Tonschiefern, welche von vielen Gleitflächen durchsetzt sind, wird eine plastische oder quasi-plastische Deformation (ein Fliessen) vorherrschen. Bei präkonsolidierten Tongesteinen werden Aufquellungen und Aenderungen des Volumens anscheinend häufiger verursacht und von einer inneren Absorption abhängen.

Bei Fragen der Ingenieurgeologie ist es sehr wichtig, ob es sich hierbei um fossile Erscheinungen, welche unter anderen klimatischen Bedingungen als den heutigen entstanden sind, oder ob es sich um rezente Erscheinungen handelt. Bei rezenten Deformationen sind dauernde Spannungen, entstanden durch differenzielle Entlastung der weichen Gesteine in einem umgrenzten Gebiete, von entscheidender Bedeutung. Diese dauernden Spannungen können auch wenn sie die Schubfestigkeit der plastischen Schichten nicht übersteigen, falls sie genügend lange einwirken, eine plastische Deformation verursachen. Bei der Entstehung von fossilen plastischen Deformationen wirken abnormale klimatische Bedingungen des Pleistozäns in periglazialen Gebieten als wichtige Faktoren. Das teilweise oder vollkommene Auftauen der Dauerfrostböden rief günstige Bedingungen für die Entstehung dieser Oberflächendeformationen hervor.

Im ersten Falle, wenn es sich um fossile Erscheinungen handelt, ist das Gebiet heute bereits in Ruhe und es handelt sich darum, dass nicht durch neue Arbeiten Bedingungen herbeigeführt werden, unter welchen sich eine Erdbewegung erneuern könnte. Der zweite Fall ist wesentlich ernster und bedeutet eine ständige Bedrohung der Ingenieurkonstruktionen. W. N. BENSON (1946)

führt einen Fall rezenter plastischer Deformation eozäner Tone aus Neu-Seeland an, welche eine stete Bewegung der Wasserleitungsrohre zur Folge hat.

In der Mehrzahl der Fälle, die ich Gelegenheit hatte zu studieren, gehört die Aufwölbung der Schichten unter den Erosionstälern zu den fossilen Erscheinungen, welche unter periglazialen Bedingungen im Pleistozän entstanden sind.

Als Beispiel führe ich das Profil an der Baustelle in den Beskiden bei Ostrava (Abb. 1) an, welches an der Stelle des Fundamentaushubes gemessen und nach dem Ergebnis der Kernbohrungen zusammengestellt wurde. Das Tal wurde in den Mergelschiefern der unteren Kreide, welche von einem intrusiven Teschenit-Körper durchdrungen sind, vertieft. Mergelschiefer sowie auch der Teschenit wurden gelegentlich der gebirgsbildenden Prozesse der Karpaten tektonisch gestört. Das Fallen der Klüfte auf dem rechten sowie dem linken Ufer zeigt, dass die Schiefer und der Teschenit ursprünglich eine flache Antiklinale über dem heutigen Tale bildeten. Nach der Erosion des Tales sanken die massiven Blöcke des Teschenits langsam in die weichen Schiefer ein und verschoben sich zur Talsohle. Zweifellos hat das periglaziale Durchfrieren und Auftauen der Schiefer zur Entwicklung dieser Erscheinungen sehr viel beigetragen.

Das Herausdrücken der weichen Mergelschiefer unter den Teschenitschollen weist den Charakter einer plastischen Deformation auf. Richtiger sollten wir diese Deformation als quasi-plastische Umformung bezeichnen. In unserem Falle entwickelte sich die Deformation aus vielen kleinen differenziellen Verschiebungen auf Flächen welche feste Schieferbruchstücke begrenzen. Diese Bruchstücke haben in durchkneteten Zonen die Form kleiner Linsen, welche durch geglättete Flächen mit einer feinen weichen Tonschicht voneinander getrennt sind. Diese Bewegung äussert sich deshalb als plastisch, weil sich die einzelnen differenziellen Verschiebungen nicht in einer einzigen Gleitfläche vereinigen, weshalb es zu keiner plötzlichen Rutschung einer räumlich deutlich begrenzten Masse kommt. Die Labilität des Abhangs äussert sich erst nach Verlauf eines längeren Zeitraumes, nach dem die kleinen dauernden Deformationen messbare Werte zeigen.

Die Deformationen gehören zum Pleistozän, da die Stufen zwischen den Blöcken mit Gehägeschutt und Lösslehm aus gefüllt sind.

Erfahrungen, die bei diesem Bau gewonnen wurden, zeigen, dass dort, wo ein Herausdrücken von plastischen Gesteinen auf der Talsohle droht, ein besonderer Bauvorgang, insbesondere beim Ausheben der Fundamente, eingehalten werden muss. Es ist nicht zulässig, die Fundamentgrube auf der Talsohle in einem grossen Ausmass auszuheben. Auf diese Weise käme es zu einer Entlastung der Talsohle und zu einer Beschleunigung der plastischen Bewegungen, die ein ernstes Abrutschen der Hänge hervorrufen könnten. Der Aushub für



einzelne Blöcke, bzw. für Teile der Blöcke, soll allmählich und zwar so vorgenommen werden, dass womöglich nur eine kleine Fundamentfläche aufgedeckt und entlastet wird. Nach Beendigung des Aushubes der Fundamentgrube eines jeden einzelnen Blockes ist es nötig, den Block bis auf eine entsprechende Höhe zu betonieren, damit er die Talsohle genügend belastet. Erst nach einem teilweisen Ausbetonieren des Blockes darf zum Aushub der benachbarten Fundamentgrube geschritten werden.

Auch beim Injizieren der Grundfuge und der Dichtungsschürze ist es nötig, vorsichtig vorzugehen und auf die Auflockerung der Gesteine Rücksicht zu nehmen. Bei Benützung von grösseren Druck kam es zu unregelmässigen Hebungen der in Arbeit befindlichen Betonblöcke. Die Zementmischung drang längs der Schichtenfugen und differenziellen Gleitflächen in den gestörten Schiefern auf eine grosse Entfernung von der Injektionsbohrung in verschiedene Richtungen vor. Hierbei kam es zu unregelmässigen Hebungen und zu einer weiteren Auflockerung der gestörten Schiefer.

Es ist deshalb wichtig, durch eine genaue Nivellation oder mittels einer anderen geeigneten Methode (Schlauchwaage, MARTIN 1953) die Hebungen der Terrainoberfläche während der Injektionsarbeiten zu verfolgen. Falls es tatsächlich zu Hebungen kommen sollten müssen die Injektionsdrücke entsprechend verringert werden.

Da die Deformation des aufgelockerten Fundamentbodens nicht gut in Zahlen ausgedrückt werden kann, sind in diesen Fällen Erd- oder Rockfilldämme vorteilhafter, welche eine unregelmässige Setzung des Grundbodens besser vertragen. Breite Erddämme belasten die Talsohle ziemlich gleichmässig und tragen zum Ausgleich verschiedener Drucke auf der Talsohle und auf den Hängen bei. Es ist notwendig, mit einem bedeutenden Setzen des Dammes, verursacht durch ein Zusammendrücken der aufgelockerten Grundsichten, zu rechnen.

Noch ernstere Probleme entstehen bei Projekten von Derivationstunneln, welche unter dem Talhange verlaufen, parallel mit den durch Aufwölbung gestörten Schichten. In den südöstlichen Karpaten wurde unter der Sohle eines Abhangs, der aus weichen oligozänen Tonen gebildet wird, über welchen höher am Abhang feste Sandsteine liegen, ein Abfallstollen entworfen (Abb. 2). Die Schichtenfolge ist unter $10-14^\circ$ in der Richtung des Flusslaufes geneigt. Unter dem Tal befinden sich aber oligozäne Tone, welche in eine typische Tal-Antiklinale herausgedrückt werden. In den Versuchs-Stollen wurden Neigungen von $16-20^\circ$ in der Richtung zu den beiden Hängen festgestellt. Es war zu ermitteln, ob diese Deformationen als eine fossile Erscheinung anzusehen sind, oder ob diese Deformationen auch weiterhin unter den heutigen klimatischen Verhältnissen und beim heutigen Geländerelief, fortschreiten. Das Vortreiben

eines Tunnels in einem Gestein, welches durch rezente plastische Deformationen aufgelockert ist, wäre sehr schwierig. Hier wurde empfohlen, die Trasse des Tunnels in den Hang ausserhalb der gestörten Zone zu verlegen. Auch die Mündung des Stollens musste so gelöst werden, dass sie durch die Aufwölbung des Gesteins nicht bedroht wird.

Im gegebenen Falle entstand die Aufwölbung in einer Zeit als die Talhänge steiler waren als heute und als die Schichten unter dem Tale im Vergleich mit dem heutigen Stande stärker beansprucht waren. Die heutige Talform ist durch Erdrutschungen bedeutend modelliert, wodurch sich auch die Neigungswinkel der Talhänge verringerten.

Mit dieser Frage befasste sich der französische Geologe J. GOGUEL (1948), welcher bestrebt war, die Frage, bei welcher Neigung des Hanges ein Herausdrücken der Tone an der Sohle erfolgen konnte, mathematisch zu lösen. Aus seiner Erörterung geht hervor, dass plastische Deformationen an der Talsohle nur bei verhältnismässig steilen Hängen, bei denen der Unterschied zwischen den Spannungen im belasteten und entlasteten Abschnitt sehr gross ist, und bei sehr weichem Tongestein auftreten konnten.

Unsere bisherigen Kenntnisse über plastische Deformationen, verursacht durch verschiedene grosse Belastung auf der Talsohle und den angrenzenden Hängen, sind so unvollkommen, dass alle theoretischen Erwägungen und Analysen nur den Charakter von Arbeitshypothesen haben können. Inzwischen ist es ratsam sich auf eine genaue Beschreibung der ermittelten Erscheinungen in der Natur zu beschränken, wo hierzu gelegentliche Aufdeckungen zur Verfügung stehen. Diese Fälle können wir als Versuche in grossem Maßstab ansehen, bei denen die Natur selbst als Versuchslaboratorium zu betrachten ist, und sich die Versuchsbedingungen selbst diktieren. Solche gelegentlichen Aufdeckungen sind sehr kostbar und müssen womöglich genau beschrieben und registriert werden. Es handelt sich nämlich in der Regel nur um zeitweise zugängliche Erscheinungen.

ERKLÄRUNG ZU DEN ABBILDUNGEN

Abb. 1. — Profil durch die Staustelle der Talsperre bei Zermanice, in den Beskiden, als Beispiel einer Aufwölbung der Talsohle.

a, weiche Mergelschiefer (untere Kreide); b, Kontakt-metamorphe Schiefer; c, Teschenit; d, Abhangschutt und Loesslehm.

Abb. 2. — Profil durch das Tal des Argeş-Flusses in den südöstlichen Karpaten.
1, Oligozäne Tone; 2, Sandsteine; 3, Terrassensande und Schotter; 4, Abhangschutt und Erdrutschungen:
a, ungünstige Tunnelachse in der gestörten Zone; b, empfohlene Tunnelachse im festen Gestein.



ЗНАЧЕНИЕ АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДОК НА ДНЕ ДОЛИН ПРИ ЗАЛОЖЕНИИ ФУНДАМЕНТА

К. ЗАРУБА

(Краткое изложение)

Автор описывает дугообразное выгибание пластов на дне долин или у основания склона, вследствие пластической деформации глинистых пород.

Это явление было подробно описано в Англии: в Норсхемптоне и в Оксфорде (Геллингфорсом, Тейлором и Келауз в 1944 г. и Аркелем в 1947 г.) Английские авторы употребляют выражение «булдинг» для этих деформаций и объясняют это явление подталкиванием мягких, лейасовых глин, находящихся под давлением окружающих склонов, после того как дно долины было разгружено вследствие эрозии.

Подобные явления были описаны румынскими геологами в областях Албенъ и Горж (Войтешть 1934, 1938) и в бассейне рек Олт и Тырнава Маре (М. Илие 1943—1955 гг.). В этих случаях третичные глинистые отложения были подтолкнуты на дне долины вверх и образовали слабые антиклинальные складки, параллельные направлению долин. Эти деформации стали известны в румынской литературе под названием «антиклинале де вале».

Автор считает эти деформации дна долин очень сложным явлением. Кроме пластической деформации глин вследствие литостатического давления, могут еще происходить изменения объема и набухание глин, явления появляющиеся у некоторых глинистых пород после их разгрузки.

Деформация мягких пелитовых пластов, залегающих на дне долины, может быть двух видов: посредством подталкивания глинистых пород от нагруженной зоны к разгруженной (пластическая деформация) или посредством увеличения объема глин вследствие их разгрузки и замораживания. В природе встречаются оба случая.

Очень важной задачей инженерной геологии является установление времени к которому относятся эти деформации. Если они образовались недавно, то это значит что существует постоянное напряжение, являющееся следствием дифференциальной разгрузки мягких пород в пределах ограниченной области. При продолжительной деятельности, постоянное напряжение может быть причиной деформации, даже не превышая предела сопротивляемости пластичных пластов сдвигу. В этих



случаях постройкам грозит постоянная опасность. Если эти деформации более древние, то в настоящее время район является спокойным и вопрос ставится только о том не создадут ли новые постройки благоприятных условий для возобновления движений в грунте.

Для примера прилагается разрез в зоне Бескидов, около Островы (рис. 1) где массивные глыбы тешенита медленно погрузились в мягкие сланцы и продвинулись ко дну долины.

В этих случаях для закладки фундамента надо применять специальный метод. Выемку для бетонных блоков или для их частей производят не сразу, чтобы только незначительная часть площади фундамента была разгружена. После окончания выемки для закладки фундамента каждого бетонного блока в отдельности, следует установить соответствующий блок, ири чем он должен иметь надлежащую высоту чтобы долина реки была бы все время достаточно нагружена.

Еще более серьезные проблемы возникают при проектировании тунельных дериваций, продолжающихся под склоном долины, параллельно пластам, потревоженным при дугообразном выгибании. В Южных Карпатах была запроектирована спускная штольня у подошвы склона, состоящего из мягких олигоценовых глин, на которых залегают плотные песчаники. (рис. 2). Долина врезалась в олигоценовые глины, подверженные выгибанию в виде типичных антиклинальных складок в пределах долины. Пришлось переместить трассу туннели за пределы потревоженной зоны.

Автор рекомендует подробное описание подобных природных явлений, там, где их наблюдение возможно при помощи выходов на поверхность .

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К РИСУНКАМ

Рис. 1. — Разрез запруды «Зерманиче» в г. Бескидах, как пример вздутия русла долины.

a, ломкий сланцеватый мергель (нижний мел); *b*, контактово-метаморфические сланцы; *c*, тешениты; *d*, делювиальный материал и лессовидная глина.

Рис. 2. — Разрез долины Арджеша в Южных Карпатах.

1, олигоценовая глина; 2, песчаник; 3, террасовые пески и гравий; 4, делювиальный материал и оползни; *a*, нерекомендуемая ось туннеля в зоне с нарушенной сплошностью; *b*, рекомендуемая ось туннеля в зоне с ненарушенной сплошностью.





Institutul Geologic al României

Redactor de carte: Mircea Ilie
Tehnoredactori și corectori: A. Petrescu și G. Cazaban
Ilustrația: I. Petrescu

Dat la cules: 21.IV.1960. Bun de tipar: 25.IV.1961. Tiraj 750 ex.
Hartie velină 45,5 gr./m.p. Ft. 70×100. Coli edit. 16,5. Coli de
tipar 23,5. Com. 441/1960.
Pentru biblioteci indicele de clasificare 551.491.

Tiparul executat la Întreprinderea Poligrafică nr. 4, Calea
Șerban-Vodă nr. 133 – 135. București — R.P.R.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României